

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

COMPARAISON DYNAMIQUE ENTRE FRONTS FROIDS OUEST-
EUROPÉENS ET EST NORD-AMÉRICAINS

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR
OLIVIER FORTIN

JANVIER 2007

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je suis très reconnaissant envers mon premier directeur de recherche, le professeur Peter Zwack, maintenant décédé. Sa passion pour la météorologie, que je partageais, m'a incité à poursuivre une maîtrise en ce domaine.

Je remercie également le Professeur René Laprise, directeur de recherche, pour sa disponibilité et son appui au cours de cette période. Ses conseils et son expertise m'ont encouragé à compléter ce travail de recherche.

PLAN DU MÉMOIRE

| | |
|--|----|
| INTRODUCTION | 1 |
| CHAPITRE I | |
| MÉTHODOLOGIE..... | 6 |
| 1.1 Outil diagnostique : DIONYSOS..... | 7 |
| 1.2 Critères de sélection des cas d'étude..... | 14 |
| 1.3 Diagnostics..... | 18 |
| CHAPITRE II | |
| FRONTS FROIDS NORD-AMÉRICAINS..... | 21 |
| 2.1 Situation synoptique du cas du 4 février 2003, 00z | 21 |
| 2.2 Résultats diagnostiques | 23 |
| 2.2.1 Déplacement du front en surface..... | 23 |
| 2.2.2 Déplacement du creux à 500 hPa | 27 |
| 2.2.3 Mouvement vertical | 29 |
| 2.2.4 Structure tridimensionnelle des forçages. | 31 |
| 2.3 conclusion | 38 |
| CHAPITRE III | |
| FRONTS FROIDS OUEST-EUROPÉENS..... | 39 |
| 3.1 Situation synoptique du cas du 9 février 2003, 00z | 39 |
| 3.2 Résultats diagnostiques | 41 |
| 3.2.1 Déplacement du front en surface..... | 41 |
| 3.2.2 Déplacement du creux à 500 hPa..... | 45 |
| 3.2.3 Mouvement vertical | 46 |
| 3.2.4 Structure tridimensionnelle des forçages. | 48 |
| 3.3 conclusion | 55 |
| CONCLUSION | 56 |
| RÉFÉRENCES..... | 59 |

LISTE DES FIGURES

| Figure | | Page |
|--------|---|------|
| I.1 | Analyses de surface à 18z du 13 janvier 2007 faites en a) par Environnement Canada et en b) par NWS. | 5 |
| 1.1 | Figure 1.1. Temps de sorties de DIONYSOS comparativement aux temps de sorties du modèle. | 13 |
| 1.2 | Régions considérées pour la sélection des cas des fronts froids : (a) américains et (b) européens. | 15 |
| 1.3 | Exemple d'un cas nord-américains. Traits bleus : front froid, lignes noires : tendances de tourbillon géostrophique totales diagnostiquées (intervalle $1,0 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$) à 1000 hPa. | 20 |
| 2.1 | Situation synoptique du cas du 4 février 2003 (00z) simulée par le modèle global Canadien. Le trait bleu représente le front froid en surface. En a) pression au niveau de la mer (intervalle 4 hPa, lignes pleines), température à 1000 hPa (couleurs, °C) et vent à 1000 hPa (flèches, nœuds). En b) à 850 hPa : hauteur (intervalle 6 dam, lignes pleines), température (couleurs, °C) et vent (flèches, nœuds). En c) à 500 hPa : hauteur (intervalle 12 dam, lignes pleines) et tourbillon absolu (intervalle $4 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, lignes pointillées). En d) : à 300 hPa : hauteur (intervalle 12 dam, lignes pleines) et isotache (niveaux de gris, noeuds)..... | 22 |
| 2.2 | Contributions relatives moyennes des différents forçages aux tendances de tourbillon géostrophique à 1000 hPa pour les dix cas nord-américains étudiés. Les contributions aux tendances positives sont en a) et négatives en b). Les barres noires représentent la contribution de toute l'atmosphère alors que les barres bleues, la contribution des hauts niveaux (entre 500 et 100 hPa). Les écarts en rouge représentent les écarts-types de chaque contribution..... | 24 |

| | | |
|-----|--|----|
| 2.3 | Contributions aux tendances de tourbillon géostrophique (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$) à 1000 hPa pour le cas du 4 février 2003 (00z) par le Laplacien de l'advection de température (LAT) en (b), par l'advection de tourbillon (AQ) en (c), par l'advection de tourbillon contenue dans les hauts niveaux en (d), par le Laplacien du dégagement de chaleur latente (LDL) en (e) et par la friction (FR) en (f). En (a), tendances de tourbillons géostrophiques totales diagnostiquées. | 26 |
| 2.4 | Contributions relatives moyennes des différents forçages aux tendances de tourbillon géostrophiques à 500 hPa pour les dix cas nord-américains étudiés. Les contributions aux tendances positives sont en a) et négatives en b). Les écarts en rouge représentent les écarts-types de chaque contribution. En (b), contributions aux tendances de tourbillons géostrophiques (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$) à 500 hPa pour le cas du 4 février 2003 (00z) par l'advection de tourbillon (AQ) et en (a), tendances de tourbillons géostrophiques totales diagnostiquées. | 28 |
| 2.5 | Contributions relatives moyennes des différents forçages au mouvement vertical à 900 hPa (barres noires), à 700 hPa (barres bleues) et 500 hPa (barres vertes) pour les dix cas nord-américains étudiés. Les contributions au mouvement ascendant sont en a) et au mouvement subsident en b). Les écarts en rouge représentent les écarts-types de chaque contribution..... | 30 |
| 2.6 | Coupe verticale du cas du 3 février 2003. En (a), situation synoptique à 1000 hPa, même figure que fig. 2.1(a)). En (b), en couleur : température et lignes noires : tourbillon géostrophique. En (c), tendances de tourbillon géostrophique totales diagnostiquées (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$). En (d), mouvement vertical total diagnostiqué (intervalle $1 \times 10^{-1} \text{Pa/s}$). Trait bleu : creux..... | 32 |
| 2.7 | Coupe verticale de l'advection de température ($1 \times 10^{-5} \text{K/sec}$, en couleur) du cas du 3 février 2003. En (a), advection de température ainsi que la contribution de son Laplacien aux tendances de tourbillon géostrophique (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). En (b), advection de température ainsi que la contribution de son Laplacien au mouvement vertical (intervalle $0,5 \times 10^{-1} \text{Pa/s}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). Trait noir : creux. | 34 |

| | | |
|------|---|----|
| 2.8 | Coupe verticale de l'advection de tourbillon ($1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, en couleur) du cas du 3 février 2003. En (a), advection de tourbillon ainsi que sa contribution aux tendances de tourbillon géostrophique (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). En (b), advection de température ainsi que sa contribution au mouvement vertical (intervalle $0,5 \times 10^{-1} \text{Pa/s}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). Trait noir : creux. | 35 |
| 2.9 | Coupe verticale du dégagement de chaleur latente ($1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, en couleur) du cas du 3 février 2003. En (a), dégagement de chaleur latente ainsi que sa contribution aux tendances de tourbillon géostrophique (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). En (b), advection de température ainsi que sa contribution au mouvement vertical (intervalle $0,5 \times 10^{-1} \text{Pa/s}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). Trait noir : creux. | 36 |
| 2.10 | Coupe verticale de la friction ($1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, en couleur) du cas du 3 février 2003. En (a), friction ainsi que sa contribution aux tendances de tourbillon géostrophique (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). En (b), advection de température ainsi que sa contribution au mouvement vertical (intervalle $0,5 \times 10^{-1} \text{Pa/s}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). Trait noir : creux. | 37 |
| 3.1 | Situation synoptique du cas du 9 février 2003 (00z) simulée par le modèle global Canadien. Le trait bleu représente le front froid en surface. En a) pression au niveau de la mer (intervalle 4 hPa, lignes pleines), température à 1000 hPa (couleurs, °C) et vent à 1000 hPa (flèches, nœuds). En b) à 850 hPa : hauteur (intervalle 6 dam, lignes pleines), température (couleurs, °C) et vent (flèches, nœuds). En c) à 500 hPa : hauteur (intervalle 12 dam, lignes pleines) et tourbillon absolu (intervalle $4 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, lignes pointillées). En d) : à 300 hPa : hauteur (intervalle 12 dam, lignes pleines) et isotache (niveaux de gris, nœuds). | 40 |

| | | |
|-----|--|----|
| 3.2 | Contributions relatives moyennes des différents forçages aux tendances de tourbillon géostrophique à 1000 hPa pour les dix cas européens étudiés. Les contributions aux tendances positives sont en a) et négatives en b). Les barres noires représentent la contribution de toute l'atmosphère alors que les barres bleues, la contribution des hauts niveaux (entre 500 et 100 hPa). Les écarts en rouge représentent les écarts-types de chaque contribution. | 42 |
| 3.3 | Contributions aux tendances de tourbillon géostrophique (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$) à 1000 hPa pour le cas du 9 février 2003 (00z) par le Laplacien de l'advection de température (LAT) en (b), par l'advection de tourbillon (AQ) en (c), par l'advection de tourbillon contenue dans les hauts niveaux en (d), par le Laplacien du dégagement de chaleur latente (LDL) en (e) et par la friction (FR) en (f). En (a), tendances de tourbillon géostrophique totales diagnostiquées..... | 44 |
| 3.4 | Contributions relatives moyennes des différents forçages aux tendances de tourbillon géostrophique à 500 hPa pour les dix cas européens étudiés. Les contributions aux tendances positives sont en a) et négatives en b). Les écarts en rouge représentent les écarts-types de chaque contribution..... | 45 |
| 3.5 | Contributions relatives moyennes des différents forçages au mouvement vertical à 900 hPa (barres noires), à 700 hPa (barres bleues) et 500 hPa (barres vertes) pour les dix cas européens étudiés. Les contributions au mouvement ascendant sont en a) et au mouvement subsidant en b). Les écarts en rouge représentent les écarts-types de chaque contribution. | 47 |
| 3.6 | Coupe verticale du cas du 9 février 2003. En (a), situation synoptique à 1000 hPa, même figure que fig. 2.1(a)). En (b), en couleur : température et lignes noires :tourbillon géostrophique. En (c), tendances de tourbillon géostrophique totales diagnostiquées (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$). En (d), mouvement vertical total diagnostiqué (intervalle $1 \times 10^{-1} \text{Pa/s}$). Trait bleu : creux. | 49 |

| | | |
|------|--|----|
| 3.7 | Coupe verticale de l'advection de température ($1 \times 10^{-5} \text{K/sec}$, en couleur) du cas du 9 février 2003. En (a), advection de température ainsi que la contribution de son Laplacien aux tendances de tourbillon géostrophique (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). En (b), advection de température ainsi que la contribution de son Laplacien au mouvement vertical (intervalle $0,5 \times 10^{-1} \text{Pa/s}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). Trait noir : creux. | 51 |
| 3.8 | Coupe verticale de l'advection de tourbillon ($1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, en couleur) du cas du 9 février 2003. En (a), advection de tourbillon ainsi que sa contribution aux tendances de tourbillon géostrophique (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). En (b), advection de température ainsi que sa contribution au mouvement vertical (intervalle $0,5 \times 10^{-1} \text{Pa/s}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). Trait noir : creux. | 52 |
| 3.9 | Coupe verticale du dégagement de chaleur latente ($1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, en couleur) du cas du 9 février 2003. En (a), dégagement de chaleur latente ainsi que sa contribution aux tendances de tourbillon géostrophique (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). En (b), advection de température ainsi que sa contribution au mouvement vertical (intervalle $0,5 \times 10^{-1} \text{Pa/s}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). Trait noir : creux. | 53 |
| 3.10 | Coupe verticale de la friction ($1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, en couleur) du cas du 9 février 2003. En (a), friction ainsi que sa contribution aux tendances de tourbillon géostrophique (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). En (b), advection de température ainsi que sa contribution au mouvement vertical (intervalle $0,5 \times 10^{-1} \text{Pa/s}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). Trait noir : creux. | 54 |

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

| | |
|----------|--|
| AG | Terme de tendance de tourbillon agéostrophique |
| AQ | Forçage de l'advection de tourbillon |
| DIONYSOS | Logiciel de diagnostics |
| EC | Environnement Canada |
| FR | Forçage de la friction |
| GEM | Modèle Global Canadien |
| LAT | Forçage du laplacien de l'advection de température |
| LDL | Forçage du laplacien de dégagement de chaleur latente |
| LDS | Forçage du laplacien de dégagement de chaleur sensible |
| NWS | National Weather Center |
| OR | Forçage de l'orographie |
| UKMET | United Kingdom Meteorological Center |

LISTE DES SYMBOLES

| | |
|-----------|---|
| a | Nombre de passes effectués du filtre de Shuman |
| c | Coefficient de réduction arbitraire |
| C_p | Chaleur spécifique de l'air sec à pression constante ($\text{J K}^{-1} \text{kg}^{-1}$) |
| f | Paramètre de Coriolis (s^{-1}) |
| \vec{F} | Accélération causée par la friction (m s^{-2}) |
| H | Hauteur de la topographie (m) |
| \vec{k} | Vecteur unitaire orienté verticalement vers le haut de l'atmosphère |
| m | Nombre d'applications du filtre de Shuman |
| \vec{O} | Accélération causée par l'orographie (m s^{-2}) |
| p | Pression atmosphérique (Pa) |
| p_{cl} | Pression atmosphérique au sommet de la couche limite (Pa) |
| p_s | Pression atmosphérique au sol (Pa) |
| p_{sl} | Pression atmosphérique au niveau de surface de DIONYSOS (Pa) |
| \dot{q} | Taux de changement diabatique de la température (K s^{-1}) |
| R | Constante de l'air sec ($\text{J K}^{-1} \text{kg}^{-1}$) |
| R_f | Réponse du filtre de Shuman (%) |
| S | Stabilité de l'air sec (K Pa^{-1}) |
| t | Temps (s) |
| T | Température (K) |
| T_s | Température au sol (K) |
| u | Vent horizontal est-ouest (m s^{-1}) |
| v | Vent horizontal nord-sud (m s^{-1}) |
| \vec{V} | Vecteur du vent isobarique (m s^{-1}) |

| | |
|-------------------|---|
| \vec{V}_s | Vecteur du vent isobarique en surface (m s^{-1}) |
| \vec{V}_g | Vecteur du vent géostrophique isobarique (m s^{-1}) |
| x | Distance est-ouest (m) |
| y | Distance nord-sud (m) |
| Φ | Géopotentiel ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) |
| λ | Longueur d'onde (km) |
| ρ_s | Densité de l'air sec au sol (kg m^{-3}) |
| ω | Mouvement vertical (Pa s^{-1}) |
| ω_{cl} | Mouvement vertical au sommet de la couche limite (Pa s^{-1}) |
| $\omega_{p_{st}}$ | Mouvement vertical au niveau de pression de surface de DIONYSOS (Pa s^{-1}) |
| ζ | Tourbillon relatif isobarique (s^{-1}) |
| ζ_g | Tourbillon géostrophique isobarique (s^{-1}) |
| Δx | Distance entre deux points de grille (km) |

RÉSUMÉ

L'objectif principal de ce projet est de déterminer quels sont les processus physiques (forçages) responsable de la dynamique des fronts froids, ce qui n'a jamais été fait quantitativement. En premier lieu, une étude diagnostique est effectuée sur un échantillon de dix fronts froids continentaux nord-américains pour vérifier s'il existe une dynamique propre à ces fronts. Une étude semblable est faite sur dix fronts froids maritimes ouest-européens et les résultats pour chacun des groupes sont comparés. Les diagnostics portent sur le déplacement des fronts (tendances de tourbillon) et sur le mouvement vertical qui leur est associé. Nous utilisons l'outil DIONYSOS pour effectuer ces diagnostics.

Les résultats obtenus ont révélé des différences fondamentales entre les dynamiques des fronts continentaux nord-américains et maritimes ouest-européens. Le Laplacien de l'advection de température est le forçage dominant sur la dynamique nord-américaines alors que c'est l'advection de tourbillon qui régie une grande partie de la dynamique des fronts ouest-européens. Cette différence importante s'explique par des gradients de température en bas niveau beaucoup plus prononcés sur le continent nord-américain que sur les régions côtières de l'ouest de l'Europe. La très faible variabilité observée dans la dynamique de chaque groupe laisse supposer une dynamique propre à chacune des deux populations frontales.

Mots clés : Fronts froids, déplacement, mouvement vertical, diagnostique, DIONYSOS, forçage, météorologie.

INTRODUCTION

Le concept de front a été introduit il y a près d'un siècle mais il constitue encore aujourd'hui une source de confusion pour les météorologistes. En effet, si on compare les analyses de surface nord-américaines produites quotidiennement par le centre national météorologique des États-Unis (NWS) et Environnement Canada (EC), on constate qu'elles ne concordent que très rarement. La figure 1 en est un exemple. On remarque sur l'analyse d'Environnement Canada qu'il y a trois systèmes frontaux sur l'est des États-Unis alors qu'il n'y en a qu'un seul sur l'analyse américaine. De plus, le système frontal analysé par le NWS ne correspond à aucun des trois systèmes analysés par Environnement Canada, se situant à environ une centaine de kilomètres au sud de leur front médian. Si on regarde un peu plus au nord, on remarque, sur l'analyse d'EC, un front froid dans un axe nord-sud sur la Baie d'Hudson se recourbant vers l'ouest à travers le nord des prairies. Sur l'analyse américaine, ce front est, au départ, occlus et recourbe vers l'ouest à travers le sud des prairies et non à travers le nord, créant ainsi une confusion.

Revenons à la base, qu'est-ce qu'un front ? La définition actuelle généralement acceptée est une zone allongée de forts gradients horizontaux de température, d'une stabilité statique élevée et de tourbillon cyclonique, énoncée par Bluestein (1984). Ainsi, concrètement pour un météorologiste, un front est une conjonction de critères méso-synoptiques. La confusion provient du fait qu'il n'existe pas de normes objectives universelles pour l'évaluation de ces critères et ceci ne se limite pas à l'échelle internationale, mais bel et bien à l'échelle des individus. En effet, chaque météorologiste a sa propre conception frontale et l'applique selon son bon jugement (d'où le dicton : un météorologiste, un front), ce qui mène souvent à des incohérences telles que montrées par l'exemple précédent. En résumé, c'est la malléabilité du

concept frontal qui est à la source du problème. Voyons comment celui-ci a évolué au fil des ans, depuis ses débuts jusqu'à aujourd'hui.

La notion de front fait son apparition au début du siècle dernier sous la forme de front polaire. En 1919, le norvégien Jakob Bjerkness, voulant décrire la structure et l'évolution des dépressions des latitudes moyennes, propose un modèle où ces dernières se forment le long d'un front polaire, lequel sépare l'air équatorial chaud et humide de l'air polaire froid et sec. Bjerkness suggère que le temps habituellement associé aux dépressions (nuages et précipitations) est le résultat du soulèvement de l'air chaud et humide par l'air froid (plus dense). Son modèle, qui sera bientôt appelé modèle frontal norvégien, décrit également le cycle de vie d'une dépression, permettant ainsi de faire les premières prévisions météorologiques. Le succès fut instantané. Les industries de la pêche, de l'agriculture et de l'aviation y ont vu immédiatement un moyen d'améliorer leur sort. Les idées de base contenues dans le modèle de Bjerkness ne sont cependant pas nouvelles en 1919, il faut remonter à une centaine d'années auparavant pour en avoir les premiers énoncés.

C'est en effet au début du dix-huitième siècle qu'apparut l'idée qu'une dépression et les précipitations qui l'accompagnent, sont les conséquences de la rencontre entre deux courants d'air de nature différente. Un des premiers à lancer cette idée est Luke Howard en 1820. Il présenta une analyse réaliste et tridimensionnelle d'une zone de précipitation associée à la rencontre de deux masses d'air, dans un livre intitulé «Climate of London». En 1841, l'américain Elias Loomis poursuit cette idée de rencontre entre deux courants, en mentionnant qu'aux latitudes moyennes, ce mécanisme est à la source des précipitations. Un courant froid soulève un courant chaud et humide qui se refroidit, se condense et donne de la pluie.

Au début des années 1880, Ley déduit, en observant le mouvement des nuages, que les dépressions sont inclinées vers l'ouest selon la verticale. Koppen, un peu plus tard, conclut que cette pente est le résultat de la distribution de température qui prévaut au voisinage d'une dépression. Il conclut également que le fort contraste thermique entre les deux courants énoncés précédemment provient de la forme du champ de pression; l'air provenant d'endroits fort différents, la transition se fait brusquement. À cette époque, le réseau d'observations en surface est très clairsemé, on ne pouvait qu'avoir une représentation grossière de l'atmosphère. Dans les années 1890, Margules parle de discontinuité dans le champ de température et dans la direction des vents. En 1911, Hawlick indique qu'une dépression doit se former par la rencontre d'un courant chaud et humide du sud et d'un courant froid provenant du nord. Il démontre aussi que la surface de séparation est inclinée et que l'air froid pousse sur l'air chaud à la manière d'un coin. Jakob Bjerkness reprendra ces idées quelques années plus tard en proposant son célèbre modèle frontal. Il ajoutera le concept de front froid, qui correspond à la partie du front polaire situé à l'arrière de la dépression et le concept de front chaud, la partie du front polaire à l'avant de la dépression.

À cette époque, on considérait encore les fronts comme des surfaces inclinées de discontinuité dans le champ de température et de direction du vent. Ce n'est que plusieurs années plus tard, dans les années 30, avec l'augmentation des observations en surface ainsi qu'en altitude (ballons sondes), qu'on déterminera que les fronts ne sont pas des surfaces de discontinuité mais des zones de transition dans lesquelles le gradient thermique est important. On constate également que les zones de nuages et de précipitations des dépressions ne collent pas toujours au patron classique proposé par Bjerkness. De plus, l'explication physique voulant que l'air froid, plus dense, force l'air chaud, moins dense, à s'élever le long de la surface frontale, n'apparaît pas de façon explicite dans aucune équation. Dans les années quarante et cinquante, plusieurs études ont porté sur la frontogénèse (contraction des isothermes adjacentes à

un front). Par la suite, le modèle frontal norvégien a été affiné mais n'a subi aucun changement fondamental. En résumé, ce modèle n'a jamais proposé de règles d'analyse frontale quantitative et n'explique pas quantitativement la dynamique des fronts. De ce deuxième point, le premier objectif de notre travail, c'est-à-dire déterminer quels sont les mécanismes physiques, à l'échelle synoptique, à l'origine du déplacement et du mouvement vertical associé aux fronts, ce qui n'a jamais été fait. Cette tâche sera effectuée avec l'aide du logiciel de diagnostic DIONYSOS. Il est important de préciser que seule la portion synoptique de la dynamique des fronts a pu être évalué dans cette étude, compte tenu de la résolution du modèle employé de même que du filtrage appliqué par DIONYSOS. Comme nous l'avions brièvement énoncé précédemment, les fronts sont des phénomènes qui chevauchent les échelles synoptique et méso-échelle.

Étant donné la confusion provoquée par les analyses subjectives frontales en Amérique du Nord, nous tenterons de déterminer s'il existe une dynamique propre aux fronts continentaux nord-américains ou bien une dynamique variant beaucoup d'un front à l'autre. Pour ce faire, nous ferons une étude diagnostique sur un échantillon de dix fronts froids nord-américains. La variabilité de nos résultats diagnostiques nous indiquera si notre échantillon est suffisamment important pour être statistiquement représentatif. La deuxième partie de ce travail consistera à appliquer la même méthode à dix fronts froids maritimes de l'ouest de l'Europe. En effet, les gradients de température plus faibles, associés à ces fronts, nous portent à soupçonner une dynamique différente. Nous pourrions ainsi démontrer de façon quantitative, si le front froid, qui a une définition descriptive universelle, a également une dynamique universelle.

Il est à préciser que tous les résultats présentés dans les chapitres 2.2 et 3.2 (résultats diagnostiques) représentent les moyennes des contributions de chaque forçage pour

les vingt fronts nord-américains et ouest-européens analysés. Les résultats individuels pour chaque front, y compris ceux du cas exemple, se retrouvent en annexe.

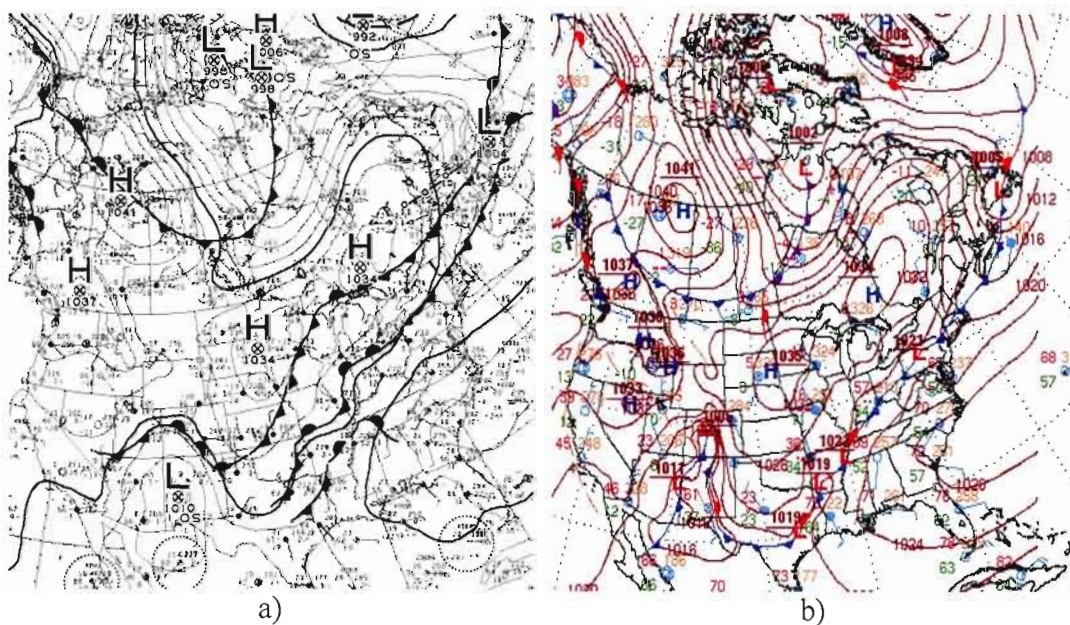


Figure 1. Analyses de surface à 18z du 13 janvier 2007 faites en a) par Environnement Canada et en b) par NWS

CHAPITRE I

MÉTHODOLOGIE

Dans ce chapitre, on retrouve la description ainsi que la justification de la démarche ayant permis d'obtenir nos résultats. En premier lieu, une brève description des équations diagnostiques de Dionysos utilisées dans ce travail sera présentée. Ensuite nous verrons quels critères ont été utilisés pour la sélection des cas et enfin nous étudierons comment les diagnostics du déplacement et du mouvement vertical associé aux fronts froids ont été effectués.

Les données utilisées dans ce travail proviennent d'archives des 36 premières heures de prévision du modèle global opérationnel canadien GEM (Côté *et al* 1998a,b), ayant une résolution de 100 km. Pour faire les diagnostics, les données du modèle ont été interpolées sur une grille polaire stéréographique ayant une résolution de 100 km à 60°N. Nous avons utilisé des sorties de modèle à intervalle de trois heures.

1.1 Outil diagnostique : DIONYSOS

Nous présentons les équations de DIONYSOS utilisées dans ce travail. Pour une description complète de DIONYSOS, voir Caron *et al* (2006).

DIONYSOS est un ensemble complet d'équations diagnostiques hydrostatiques résolues selon l'hypothèse que l'atmosphère est dans un état de balance non-linéaire. Les équations de base sont : une équation d'oméga, une équation de tourbillon, une équation thermodynamique et une équation de balance non-linéaire.

a. Équation Oméga – Mouvement vertical

L'équation d'oméga complète en coordonnée de pression est présentée ici :

$$\begin{aligned}
 & \frac{R}{p} \nabla^2 S \omega + f(f + \zeta) \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} - f \omega \frac{\partial^2 \zeta}{\partial p^2} - f \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right) \\
 &= -\frac{R}{p} \nabla^2 (-\mathbf{V} \cdot \nabla T) - \frac{R}{p} \nabla^2 \frac{\dot{q}}{c_p} - f \frac{\partial}{\partial p} [-\mathbf{V} \cdot \nabla (f + \zeta)] \\
 & - f \frac{\partial}{\partial p} (\mathbf{k} \cdot \nabla \times \mathbf{F}r) + f \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial \zeta_{AG}}{\partial t} \right)
 \end{aligned} \tag{1}$$

Tous les symboles ont leur signification météorologique habituelle (e.g., Holton 1992, p.476-479) excepté ζ_{AG} , qui représente le tourbillon agéostrophique. Cette équation peut être dérivée à partir des équations du mouvement, d'énergie, des gaz parfaits et de continuité en utilisant seulement l'hypothèse hydrostatique. Sur le côté droit, les six termes de forçage représentent le Laplacien de l'advection de température (LAT), le Laplacien du chauffage diabatique (lequel est, dans DIONYSOS, divisé en un Laplacien de dégagement de chaleur sensible (LDS) et en un Laplacien de dégagement de chaleur latente (LDL)), l'advection de tourbillon (AQ), la friction (FR) et un terme de tendance de tourbillon agéostrophique (AG). Le terme AG a été inclus (et séparé entre les forçages) selon la méthodologie présentée par Caron *et al.*, 2006. Considérant que le côté gauche de (1) est linéaire par rapport à ω , les contributions des cinq forçages indépendants au mouvement vertical peuvent être calculées séparément en imposant des conditions aux frontières (latérales, inférieure et supérieure) homogènes ($\omega=0$). La contribution de l'orographie dans DIONYSOS est calculée en imposant un mouvement vertical au niveau de la surface (obtenu à partir du vent horizontal et de la topographie) comme condition à la frontière inférieure dans l'équation d'oméga puis en solutionnant l'équation avec un forçage et des conditions aux frontières latérales et supérieures, nuls (voir Caron *et al* (2006) pour les détails).

b. *Equation de tourbillon – Tendence de tourbillon*

L'équation du tourbillon complète est :

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla (f + \zeta) + (f + \zeta) \frac{\partial \omega}{\partial p} - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right) + (\mathbf{k} \cdot \nabla \times \mathbf{F}) \quad (2)$$

En utilisant le mouvement vertical diagnostiqué pour chaque forçage, il est possible d'obtenir la contribution de chacun des six forçages aux tendances de tourbillon :

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_{VA} = -\mathbf{V} \cdot \nabla (f + \zeta) + (f + \zeta) \frac{\partial \omega_{VA}}{\partial p} - \omega_{VA} \frac{\partial \zeta}{\partial p} - \left(\frac{\partial \omega_{VA}}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega_{VA}}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right) \quad (3)$$

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_{FR} = (\mathbf{k} \cdot \nabla \times \mathbf{F}) + (f + \zeta) \frac{\partial \omega_{FR}}{\partial p} - \omega_{FR} \frac{\partial \zeta}{\partial p} - \left(\frac{\partial \omega_{FR}}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega_{FR}}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right) \quad (4)$$

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_X = (f + \zeta) \frac{\partial \omega_X}{\partial p} - \omega_X \frac{\partial \zeta}{\partial p} - \left(\frac{\partial \omega_X}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega_X}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right), X = LAT, LDS, LDL, OR \quad (5)$$

c. *Équation thermodynamique – Tendances de température*

L'équation thermodynamique est :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = S\omega - \mathbf{V} \cdot \nabla T + \frac{\dot{q}}{c_p}, \quad (6)$$

En utilisant le mouvement vertical diagnostiqué pour chaque forçage, il est possible d'obtenir la contribution de chacun des six forçages aux tendances de température :

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_Y = S\omega_Y, \quad Y = AQ, FR, OR \quad (7)$$

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{TA} = S\omega_{LTA} - \mathbf{V} \cdot \nabla T \quad (8)$$

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{LH} = S\omega_{LLH} + \left(\frac{\dot{q}}{c_p} \right)_{LH} \quad (9)$$

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{SH} = S\omega_{LSH} + \left(\frac{\dot{q}}{c_p} \right)_{SH} \quad (10)$$

où AT représente l'advection de température, DL le dégagement de chaleur latente et DS le dégagement de chaleur sensible. Il est à noter que les contributions à la variation de température des trois forçages thermodynamiques (AT , DL et DS) sont dues en partie à leur distribution horizontale (de par le mouvement vertical produit par leur Laplacien) en addition à leur valeur locale.

d. Équation de balance non-linéaire – Tendances de hauteurs

Les tendances de hauteurs sont séparées en dérivant l'équation de balance non-linéaire (Charney, J., 1955) par rapport au temps. Premièrement, en convertissant les tendances de tourbillon diagnostiquées et le tourbillon en terme de tendances de fonction de courant respectivement selon :

$$\nabla^2 \left(\frac{\partial \psi}{\partial t} \right)_C = \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_C, \quad C = AQ, FR, OR, LAT, LDS, LDL \quad (11a)$$

$$\nabla^2 \psi = \zeta \quad (11b)$$

Une contribution aux tendances de hauteurs est ensuite obtenue pour chaque forçage en inversant l'opérateur Laplacien dans (12).

$$\begin{aligned}
g\nabla^2\left(\frac{\partial Z}{\partial t}\right)_C &= f\nabla^2\left(\frac{\partial \Psi}{\partial t}\right)_C + 2\left[\frac{\partial^2}{\partial x^2}\left(\frac{\partial \Psi}{\partial t}\right)_C \frac{\partial^2 \Psi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} \frac{\partial^2}{\partial y^2}\left(\frac{\partial \Psi}{\partial t}\right)_C \right. \\
&\quad \left. - 2\frac{\partial^2}{\partial x \partial y}\left(\frac{\partial \Psi}{\partial t}\right)_C \frac{\partial^2 \Psi}{\partial x \partial y}\right] + \beta \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial \Psi}{\partial t}\right)_C
\end{aligned} \tag{12}$$

où $\beta = df/dy$.

Étant donné que cette équation (12) ne contient pas de terme de friction, les tendances de hauteurs dans la couche limite sont calculées en dérivant par rapport au temps l'équation hypsométrique. Pour les détails, voir Caron *et al* (2006).

e. Tendances du tourbillon géostrophique

En utilisant les tendances de hauteurs diagnostiquées ainsi que la définition géostrophique, la contribution de chacun des six forçages aux tendances de tourbillon géostrophique est obtenue par :

$$\left(\frac{\partial \zeta_g}{\partial t}\right)_C = \frac{g}{f} \nabla^2 \left(\frac{\partial Z}{\partial t}\right)_C - \frac{g\beta}{f^2} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial Z}{\partial t}\right)_C \tag{13}$$

f. Traitement des données par DIONYSOS

À noter que les temps de sorties de DIONYSOS sont intermédiaires aux temps de sorties du modèle. Afin de calculer les tendances, les données du modèle ont été

interpolées linéairement entre les temps de sorties du modèle. Les temps de sorties de DIONYSOS sont donc décalés d'une heure et demie par rapport aux temps de sorties du modèle (lesquels sont à intervalles de trois heures). Voir figure 1.1. De plus, DIONYSOS applique, en fin de procédure, un filtre qui supprime les longueurs d'onde de moins de $6dx$ (ou dx représente la maille du modèle) afin d'éliminer le bruit numérique généré par les différents calculs nécessaires à la résolution des équations diagnostiques. Dans le cas présent, tout phénomène de moins de 600 kilomètres sera supprimé ce qui implique que seuls les phénomènes à l'échelle synoptique pourront être évalué.

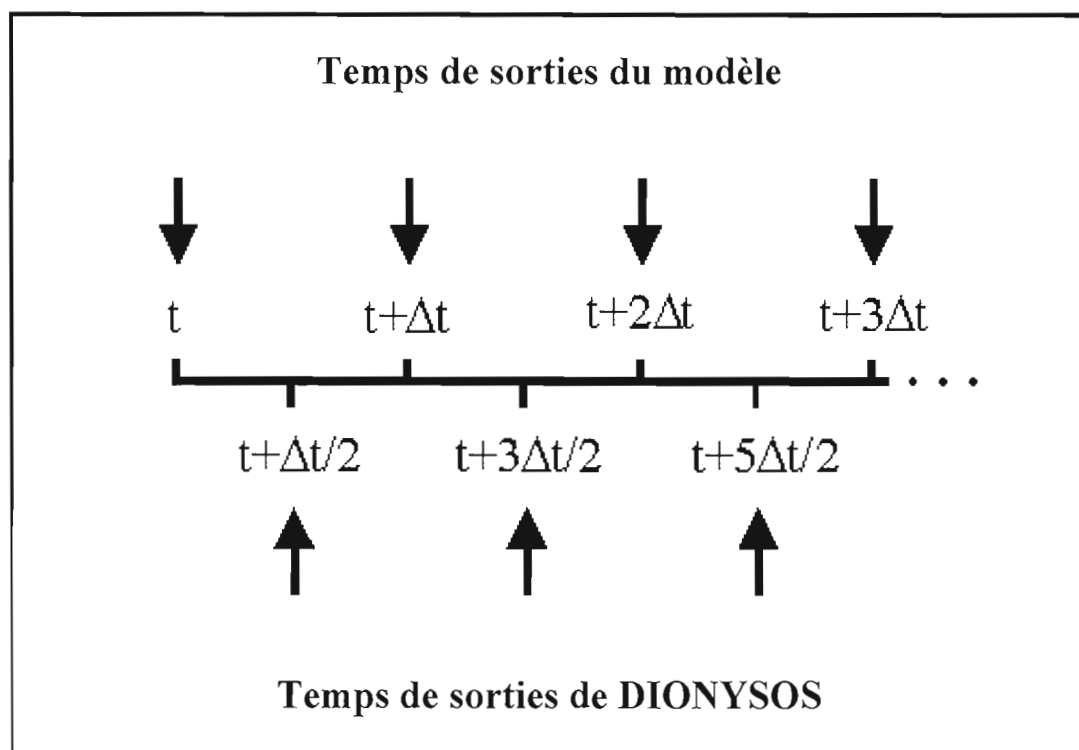


Figure 1.1. Temps de sorties de DIONYSOS comparativement aux temps de sorties du modèle.

1.2 Critères de sélection des cas d'étude

Les cas nord-américains ont été choisis en consultant les analyses de surface faites par NWS et archivées sur le Net par UNISYS (weather.unisys.com) depuis 1998. Nous avons procédé de la même façon avec leurs homologues européens, les analyses de surface du service national britannique de météorologie (UKMET) étant archivées sur le Net par WETTERZENTRALE (www.wetterzentrale.de) depuis 1998. Les cas correspondant le plus aux critères suivants ont été retenus.

Les critères de sélection ont été divisés en trois catégories : géographique, temporel et synoptique.

a) *Critères géographiques*

Tous les fronts analysés sont contenus à l'intérieur des régions délimitées par les cadres rouges sur la figure 1.2. Nous tenons à préciser de nouveau que nous voulons comparer des fronts froids maritimes avec des fronts froids continentaux. Cette région correspond pratiquement à tout le territoire situé à l'est des Rocheuses pour les fronts nord-américains. Pour ce qui est des fronts ouest-européens, seuls ceux ayant évolué au-dessus de l'océan Atlantique qui affectent les îles britanniques, la péninsule ibérique et la France ont été sélectionnés.

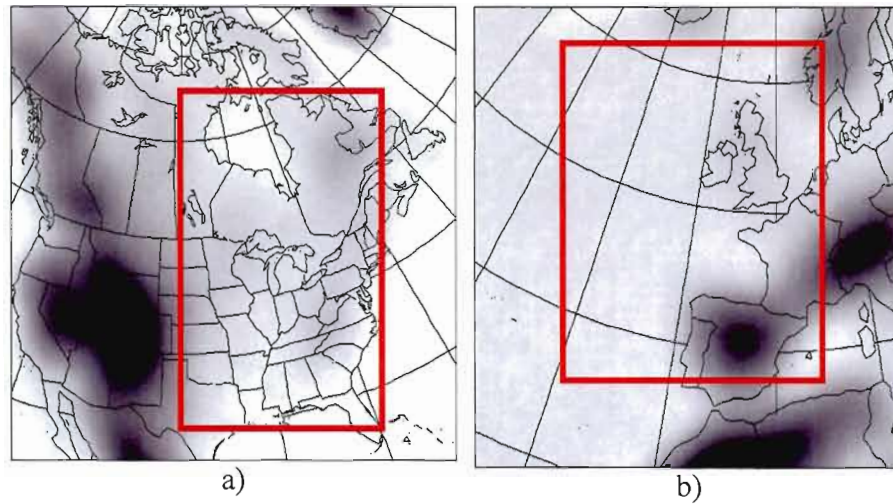


Figure 1.2. Régions considérées pour la sélection des cas des fronts froids : (a) américains et (b) européens. Le champ en dégradé de gris correspond à la topographie.

b) *Critères temporels*

Tous les fronts analysés ont été choisis dans la période qui s'étend d'octobre à mai. L'unique raison de ce choix est que, durant la saison froide, les zones de transition thermique sont plus marquées, les fronts sont donc plus intenses et mieux définis.

c) *Critères synoptiques*

NWS analyse les fronts froids selon les critères de base suivants, usuels en Amérique du Nord :

- 1 Le front doit être situé à l'avant d'une zone de fort gradient de température, du côté chaud de cette région .
- 2 Il doit être situé dans un creux de pression.
- 3 Il doit y avoir un changement dans la direction du vent de part et d'autre du front en surface.
- 4 Il doit y avoir des baisses de pression à l'avant et des hausses de pression à l'arrière du front (ceci revient à dire qu'on parle bien d'un front froid en mouvement et non d'un front stationnaire).

Le fait que le front froid se retrouve dans le creux (critère 2) est bien logique étant donné que le creux génère les critères 1, 3 et 4. Ceci est à la base du raisonnement qui a mené à l'élaboration de nos critères de sélection. C'est ainsi que le creux associé au front froid devient le sujet d'étude. Le diagnostic du déplacement des fronts froids consiste donc au diagnostic des tendances de tourbillon géostrophique associées aux creux en mouvement. Il en est de même pour le diagnostic du mouvement vertical.

Le seul critère de sélection supplémentaire considéré pour ce travail est que les cas choisis comportent des zones de tendances négatives et positives de tourbillon géostrophique bien définies et continues. Ceci élimine les cas où parfois un seul segment semblait actif et bien défini. Le gradient de température n'est pas considéré comme un critère de sélection dans ce travail car l'objectif ici n'est pas d'accorder plus d'attention aux fronts les plus intenses mais bien d'avoir un échantillon représentatif de chacune des populations frontales.

Pour les cas américains, cette méthode de sélection n'a causé aucun problème, la plupart des cas analysés par NWS correspondaient relativement bien aux critères déjà

mentionnés. Cependant, ce fut un peu plus compliqué pour la sélection des cas européens. En effet, plusieurs fronts froids analysés par UKMET étaient situés dans un très faible creux, voir inexistant, ne comportant ainsi pas de zones de tendances de tourbillon bien définies. Nous avons appris par la suite qu'à cause des très faibles gradients de température associés aux fronts froids maritimes européens, l'analyse frontale employée par UKMET (Hewson, 2004) relève certaines différences avec celle utilisée par NWS. En effet, le premier champ météorologique d'intérêt utilisé par UKMET pour l'analyse des fronts froids est la température potentielle du thermomètre mouillé (qui tient compte de l'humidité) à 850 hPa, les autres critères sont essentiellement analogues aux critères nord-américains. Cette différence implique que certains fronts analysés par UKMET ont de très faibles gradients de température dans la couche limite, voir inexistants, mais comportent un certain gradient d'humidité, un assèchement à l'arrière du front. Ces fronts peuvent ne pas comporter ou presque pas de creux en surface. Une certaine partie de la population des fronts froids analysés par UKMET est donc non représentée dans cette étude.

1.3 Diagnostics

La principale tâche de ce travail consiste à faire le diagnostic des tendances de tourbillon géostrophique et du mouvement vertical associé à chaque front froid. La difficulté ici provient du fait qu'un creux n'est pas un point qui se déplace comme un centre de tourbillon mais bien une bande de maximum de tourbillon. Il fallait donc trouver une méthode qui tienne compte de ce fait. Deux méthodes ont été utilisées pour ce faire.

La première méthode consistait simplement à faire les diagnostics aux extrêmes de part et d'autre du front, c'est-à-dire au maximum de cyclonisation à l'avant et au maximum d'anticyclonisation à l'arrière du front froid pour ce qui est du déplacement frontal. Cette méthode est peut-être valable mais présente un problème de représentativité. En effet, elle prend pour acquis que les deux points considérés pour les diagnostics représentent l'ensemble des points qui sont contenus dans la région de cyclonisation à l'avant et la région d'anticyclonisation à l'arrière du front. Cette problématique a mené à l'élaboration d'une deuxième méthode de diagnostic qui semble être plus représentative.

Cette méthode consiste à calculer les contributions moyennes des forçages sur une région donnée à partir des champs de tendances de tourbillon et de mouvement vertical calculés par Dionysos. Prenons un exemple : la figure 1.3 montre les tendances totales de tourbillon géostrophique à 1000 hPa associées à un cas de front froid. Le diagnostic des tendances négatives de tourbillon à l'arrière du front s'effectue comme suit. Premièrement, nous considérons uniquement les points de grille contenus dans le rectangle rouge, région qui englobe la partie du front analysé par le NWS au-dessus du continent (cette restriction géographique ne s'applique pas

aux fronts européens). Parmi ces points, nous choisissons les points où la valeur de la tendance totale de tourbillon est supérieure (en valeur absolue) à 30% de la valeur de l'extremum qui est de -5 pour ce cas-ci. Donc, seuls les points de grille dont la valeur est inférieure à $-1,5$ sont considérés, ce qui correspond à la région en rouge. Nous calculons ensuite les contributions moyennes des forçages sur cette région. Ainsi, si la contribution moyenne du LAT sur cette région est 2 et que la tendance moyenne de tourbillon totale est 3, alors le LAT contribue pour $2/3$ soit 66,6% de l'anticyclonisation à l'arrière du front.

Le coefficient de 30% est bien sûr une valeur arbitraire mais semble représenter le meilleur compromis pour ce travail. En effet, les points de grille considérés avec ce coefficient couvrent bien, en moyenne, les régions de cyclonisation et d'anticyclonisation de part et d'autre des vingt fronts froids étudiés. Cette façon de procéder est aussi satisfaisante pour les régions de mouvement ascendant et subsidant associées aux fronts.

Les contributions des différents forçages aux variables suivantes seront analysées et comparées pour chacun des vingt fronts froids étudiés.

- tendances de tourbillon géostrophique à 1000 hPa (contribution de toute l'atmosphère et contribution des hauts niveaux (500-100) hPa).
- tendances de tourbillon géostrophique à 500 h Pa
- mouvement ascendant et subsidant pour 3 niveaux (500, 700, 900)hPa.

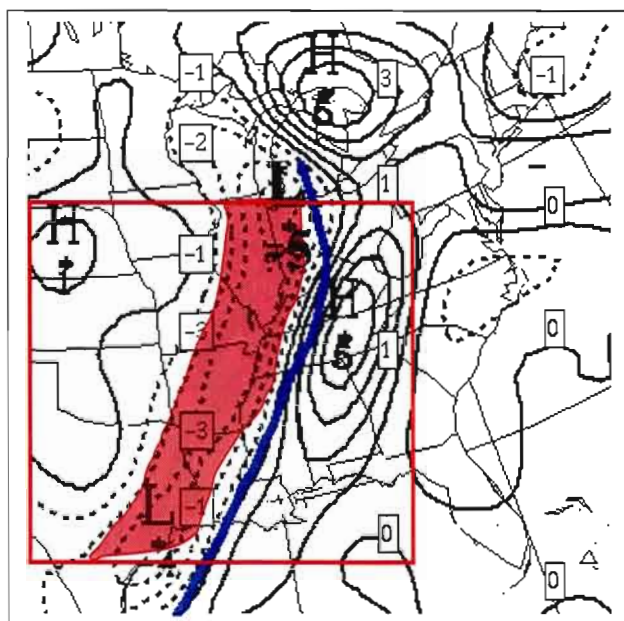


Figure 1.3. Exemple d'un cas nord-américain. Traits bleus : front froid, lignes noires : tendances de tourbillon géostrophique totales diagnostiquées (intervalle $1,0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$) à 1000 hPa.

CHAPITRE II

FRONTS FROIDS NORD-AMÉRICAINS

Dans ce chapitre, nous étudions dix fronts froids nord-américains que nous comparons entre eux pour savoir s'il existe une dynamique propre aux fronts nord-américains et dans l'affirmative, nous déterminerons quelle est cette dynamique. Nous tenterons d'isoler la contribution de chaque forçage sur le déplacement de ces fronts et sur le mouvement vertical qui leur est associé. Un cas de front froid est utilisé en exemple et sera examiné sous tous ses aspects. Il est à préciser que tous les résultats présentés dans ce chapitre représentent les moyennes des contributions de chaque forçage pour les dix fronts nord-américains analysés. Les résultats individuels pour chaque front, y compris ceux du cas exemple, se retrouvent en annexe.

2.1 Situation synoptique du cas du 4 février 2003, 00z

L'étude de ce système se fait à la vingt-quatrième heure (en réalité, à la vingt-cinquième et demie, voir haut de la page 13) de la prévision numérique faite par le GEM initialisée le 3 février à 0z. À cette heure de la simulation, en surface (fig. 2.1), on retrouve une dépression de 992 mb sur le lac Michigan avec un front froid associé s'étirant jusque dans le golfe du Mexique. Ce système est un cas typique de perturbation originant du Colorado et se dirigeant vers le nord-est, donnant des conditions de tempête au nord de son centre. À l'arrière du front froid, de l'air arctique provenant du Canada s'engouffre vers le sud des États-Unis formant un important gradient de température. En haute atmosphère, (fig. 2.1(d)), la présence

d'un puissant courant-jet témoigne bien du fort contraste thermique de la zone frontale au-dessous.

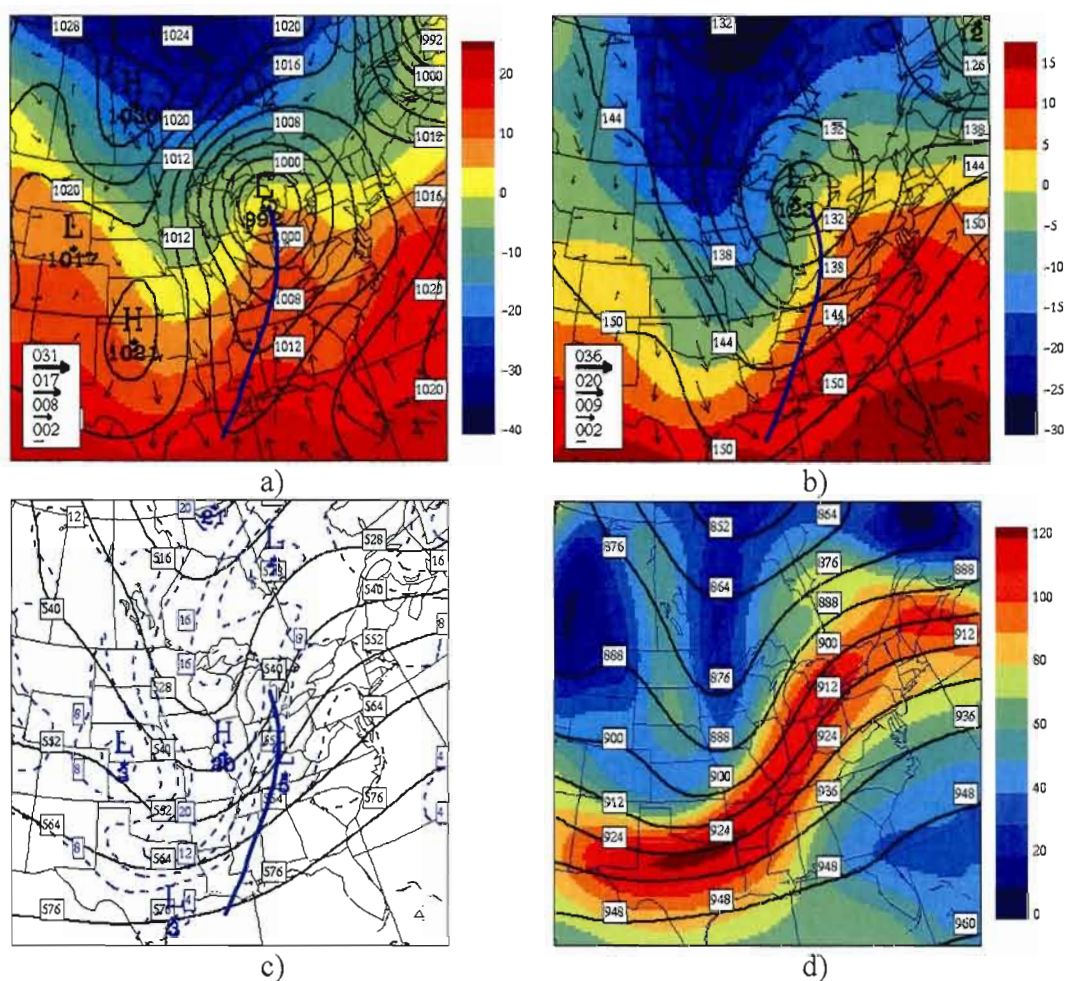


Figure 2.1. Situation synoptique du cas du 4 février 2003 (00z) simulée par le modèle global Canadien. Le trait bleu représente le front froid en surface. En a) pression au niveau de la mer (intervalle 4 hPa, lignes pleines), température à 1000 hPa (couleurs, °C) et vent à 1000 hPa (flèches, nœuds). En b) à 850 hPa : hauteur (intervalle 6 dam, lignes pleines), température (couleurs, °C) et vent (flèches, nœuds). En c) à 500 hPa : hauteur (intervalle 12 dam, lignes pleines) et tourbillon absolu (intervalle $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, lignes pointillées). En d) : à 300 hPa : hauteur (intervalle 12 dam, lignes pleines) et isotache (couleurs, nœuds).

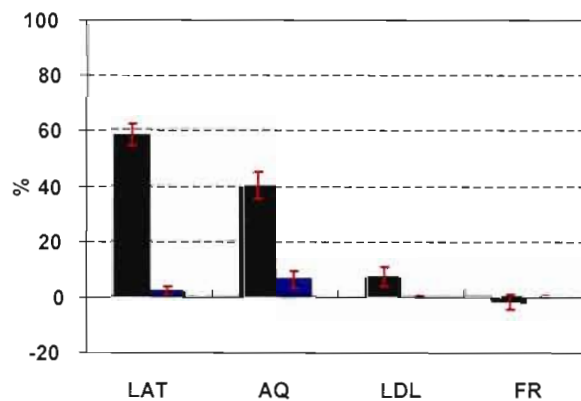
2.2 Résultats diagnostiques

2.2.1 Déplacement du front en surface

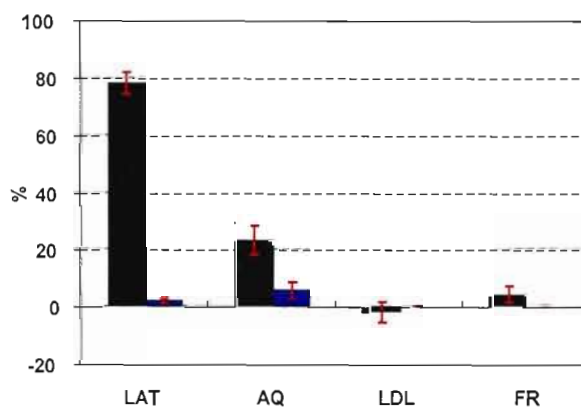
La figure 2.2 montre les contributions relatives moyennes de chaque forçage aux tendances de tourbillon à 1000 hPa associées aux dix fronts nord-américains analysés. On constate que LAT est le forçage dominant, contribuant pour près de 60% des tendances positives à l'avant des fronts (fig. 2.2(a)) et près de 80% des tendances négatives à l'arrière des fronts (fig. 2.2(b)). Le reste provient presque entièrement de AQ. Notons que pour les deux régions, le dégagement de chaleur latente et la friction ont un rôle peu important, contribuant pour moins de 10% à l'avant comme à l'arrière du front froid.

On constate également que la contribution des hauts niveaux sur le déplacement du front est négligeable et ce, pour chaque forçage. En effet, les contributions de LAT, LDL, FR sont pratiquement nulles alors que la faible contribution négative de AQ aux tendances négatives de tourbillon annule en quelque sorte sa faible contribution positive aux tendances positives de tourbillon. C'est donc dire que près de 100% du déplacement des fronts froids nord-américains en surface est produit par les bas niveaux.

Il est intéressant aussi de noter que la variabilité de l'influence relative de chaque forçage est plutôt faible, en particulier pour les forçages importants. En effet, l'écart-type des contributions de LAT et de AQ est légèrement sous 10%, ce qui est de 3 à 8 fois inférieur aux valeurs des contributions. La dynamique responsable du déplacement des dix fronts nord-américains est donc très semblable.



a)



b)

Figure 2.2. Contributions relatives moyennes des différents forçages aux tendances de tourbillon géostrophique à 1000 hPa pour les dix cas nord-américains étudiés. Les contributions aux tendances positives sont en a) et négatives en b). Les barres noires représentent la contribution de toute l'atmosphère alors que les barres bleues, la contribution des hauts niveaux (entre 500 et 100 hPa). Les écarts en rouge représentent les écarts-types de chaque contribution.

Notre cas exemple illustre bien ces résultats. La figure 2.3 montre les contributions de chaque forçage aux tendances de tourbillon à 1000 hPa associées à ce système. On constate facilement l'importance du LAT sur les tendances positives et négatives de tourbillon, la corrélation avec les tendances totales diagnostiquées est évidente. On note également que les zones de cyclonisation et d'anticyclonisation associées à AQ (fig. 2.3(b)) ne sont pas aussi symétriquement situées par rapport au front en surface que l'étaient ces mêmes zones pour la contribution de LAT. Le fait que le creux en altitude soit situé plus à l'ouest que le front en surface (fig. 2.1) implique évidemment que les zones de tendances de tourbillon qui lui sont associées soient également décalées vers l'ouest. La zone de cyclonisation produite par l'advection de tourbillon (AQ) contenue dans les hauts niveaux est quant à elle située directement au-dessus de la dépression et du front en surface. De part et d'autre du front, ce forçage n'a pas de contribution significative. Les hauts niveaux contribuent ainsi à l'intensification de la dépression mais ont un apport négligeable sur le déplacement du front en surface. Le Laplacien du dégagement de chaleur latente (LDL) engendre une faible zone de cyclonisation le long du front et juste à l'avant de la dépression, régions qui correspondent aux zones de précipitation organisée. Ce forçage tend donc à intensifier le front en surface mais non son déplacement. La friction (FR) à l'inverse, tend à combler le creux frontal et la dépression, ce qui s'explique par le vent agéostrophique convergent induit par ce forçage.

Il semble donc que le LAT contenu dans les bas niveaux soit le forçage dominant sur le déplacement des fronts froids nord-américains, contribuant pour près de 60% des tendances positives de tourbillon à l'avant des fronts et près de 80% des tendances négatives à l'arrière de ceux-ci.

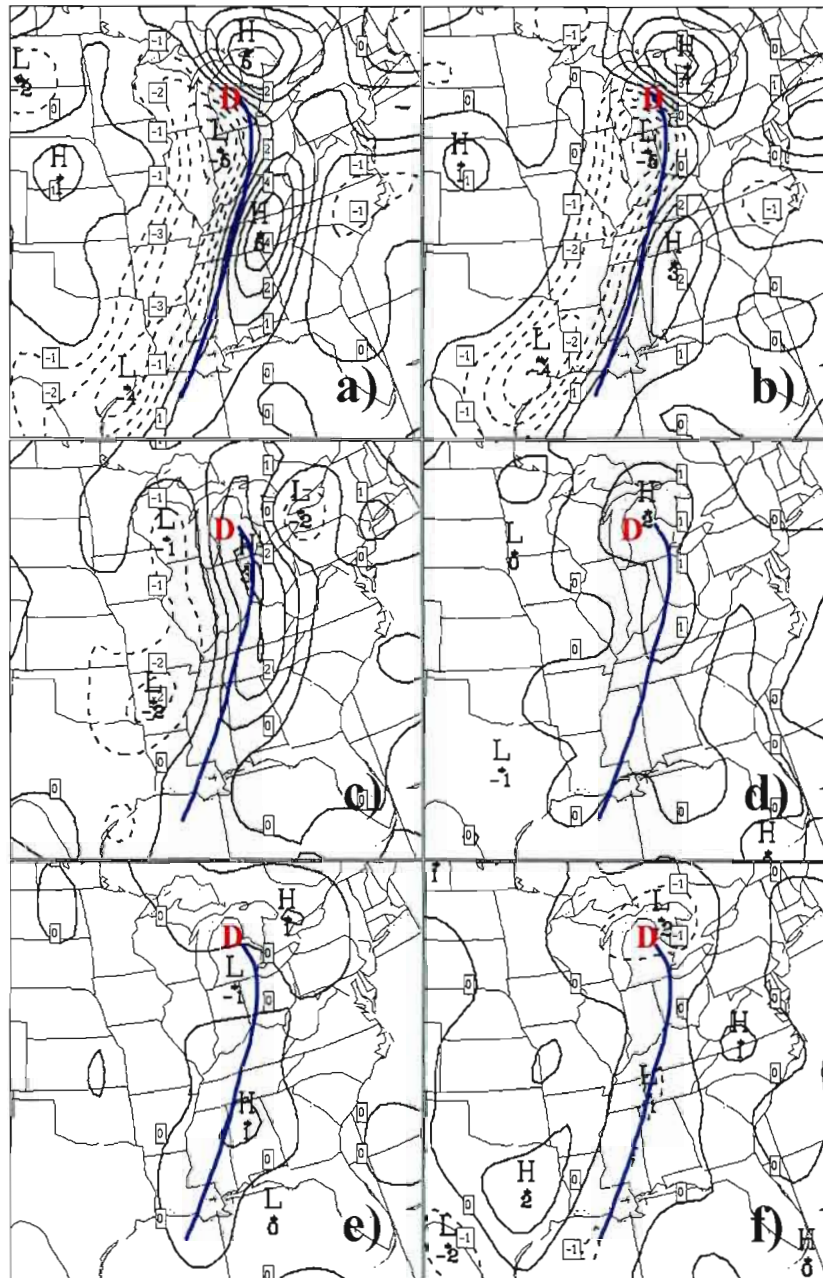


Figure 2.3. Contributions aux tendances de tourbillon géostrophique (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$) à 1000 hPa pour le cas du 4 février 2003 (00z) par le Laplacien de l'advection de température (LAT) en (b), par l'advection de tourbillon (AQ) en (c), par l'advection de tourbillon contenue dans les hauts niveaux en (d), par le Laplacien du dégagement de chaleur latente (LDL) en (e) et par la friction (FR) en (f). En (a), tendances de tourbillon géostrophique totales diagnostiquées. Le trait bleu représente le front en surface alors que la lettre D, en rouge, le centre de la dépression.

2.2.2 Déplacement du creux à 500 hPa

Les figures 2.4 (c) et (d) montrent les contributions relatives moyennes de chaque forçage aux tendances de tourbillon à 500 hPa associées aux dix fronts nord-américains analysés. L'importance de AQ sur le déplacement du creux ne fait aucun doute, contribuant en moyenne pour près de 80% de la cyclonisation à l'avant du creux et près de la totalité de l'anticyclonisation à l'arrière du creux. Ceci est évident sur la figure 2.4(a) et 2.4(b) montrant les tendances de tourbillon à 500 hPa de notre cas exemple, la corrélation entre la contribution de AQ et les tendances de tourbillon totales diagnostiquées est presque parfaite. LDL et FR ont encore un rôle négligeable.

La variabilité de l'apport du forçage dominant est relativement faible, l'écart-type de la contribution de AQ à la cyclonisation à l'avant du creux est de 10%, ce qui est huit fois inférieur à la valeur de la contribution. La variabilité de la contribution de AQ à l'anticyclonisation est cependant plus importante avec près de 20%, ce qui est cinq fois inférieur à la valeur de la contribution.

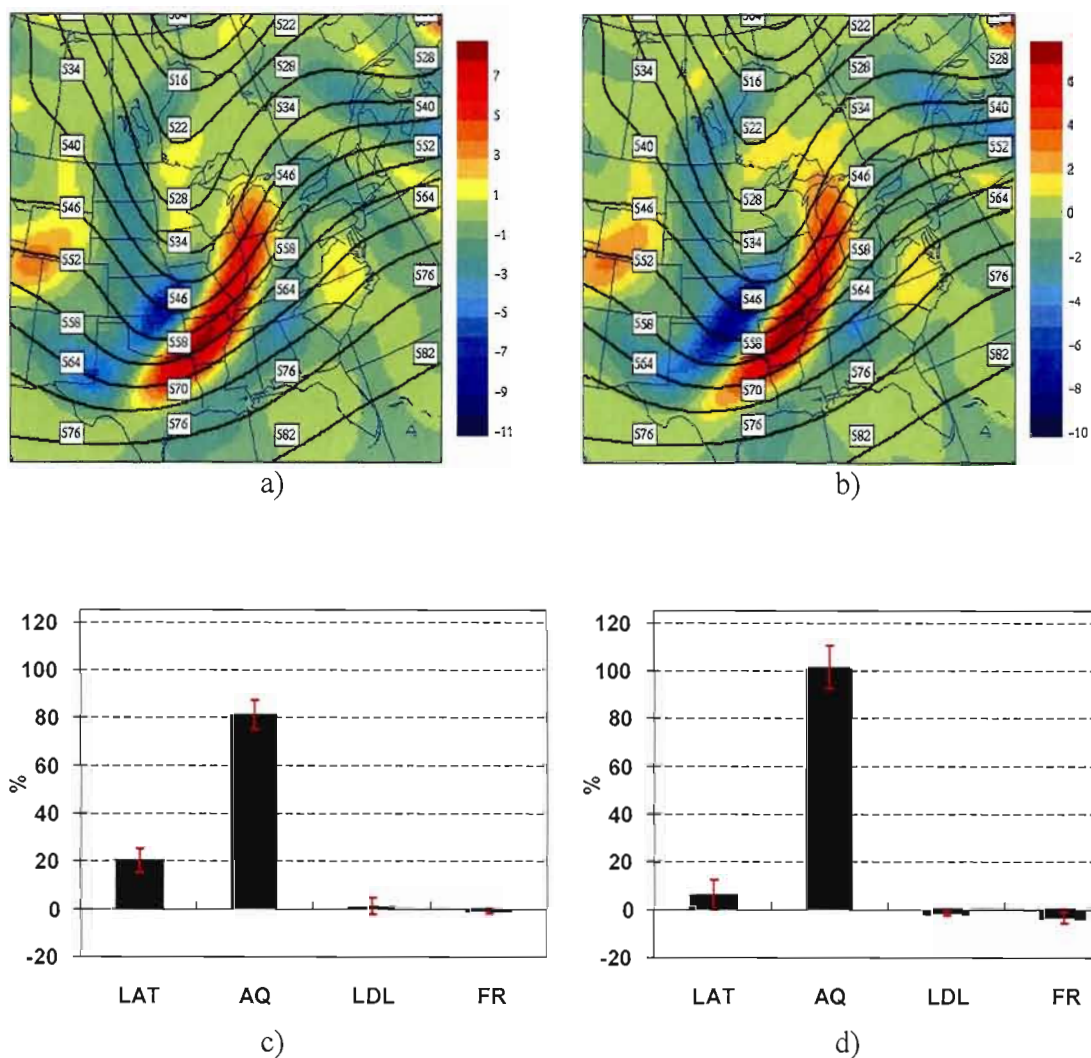
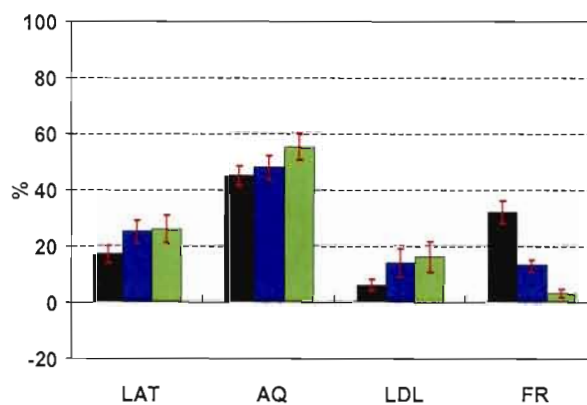


Figure 2.4. Contributions relatives moyennes des différents forçages aux tendances de tourbillon géostrophique à 500 hPa pour les dix cas nord-américains étudiés. Les contributions aux tendances positives sont en a) et négatives en b). Les écarts en rouge représentent les écarts-types de chaque contribution. En (b), contributions aux tendances de tourbillon géostrophique (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$) à 500 hPa pour le cas du 4 février 2003 (00z) par l'advection de tourbillon (AQ) et en (a), tendances de tourbillon géostrophique totales diagnostiquées.

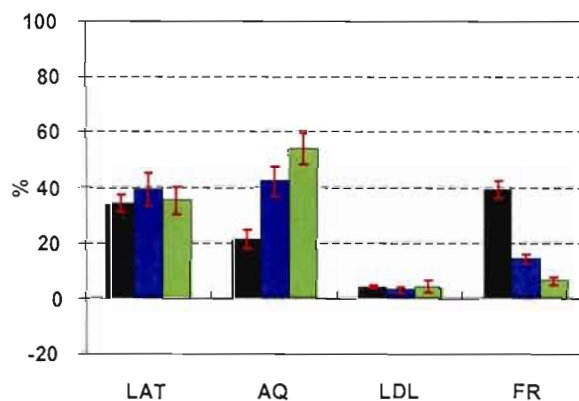
2.2.3 Mouvement vertical

La figure 2.5(a) montre les contributions relatives moyennes de chaque forçage au mouvement ascendant associé aux dix fronts nord-américains analysés. On constate que le forçage ayant le plus d'influence est AQ, qui contribue pour près de 50% du mouvement ascendant diagnostiqué aux trois niveaux étudiés. La contribution de la friction, importante dans les bas niveaux (un peu plus de 30% à 900 hPa) devient quasiment nulle en altitude (3% à 500 hPa). Les contributions de LAT et LDL sont quant à elles un peu plus importantes en altitude. On note également que la variabilité de la contribution du forçage dominant est relativement faible, ce qu'on pouvait observer pour le déplacement de la structure frontale. Par contre, la contribution des autres forçages varie un peu plus.

La figure 2.5(b) montre les contributions relatives moyennes de chaque forçage au mouvement subsidant associé aux dix fronts nord-américains analysés. Comme c'était le cas pour le mouvement ascendant, la contribution de la friction diminue beaucoup avec l'altitude, passant de près de 40% (900 hPa) à 5% (500 hPa). Par contre, la contribution de LAT est plus importante qu'elle ne l'était pour le mouvement ascendant.



a)



b)

Figure 2.5. Contributions relatives moyennes des différents forçages au mouvement vertical à 900 hPa (barres noires), à 700 hPa (barres bleues) et 500 hPa (barres vertes) pour les dix cas nord-américains étudiés. Les contributions au mouvement ascendant sont en a) et au mouvement subsidant en b). Les écarts en rouge représentent les écarts-types de chaque contribution.

2.2.4 Structure tridimensionnelle des forçages.

Nous avons jusqu'à maintenant montré quelle est la contribution relative moyenne des différents forçages sur la dynamique frontale nord-américaine, sans cependant connaître leur aspect tridimensionnel. Dans la prochaine section, nous étudierons la structure verticale de chacun de ces forçages, ce qui nous permettra de mieux comprendre leur influence sur le déplacement des fronts et sur le mouvement vertical associé à ces derniers. Pour ce faire, une coupe verticale sera pratiquée sur notre cas exemple.

Observons d'abord la structure thermique ainsi que la structure du mouvement vertical total et des tendances totales de tourbillon de notre cas exemple montré à la figure 2.6. On voit bien en (b), l'inclinaison du creux ainsi que l'important bassin d'air froid présent à l'arrière de ce dernier surtout sous 700 hPa. La figure 2.6(c) nous montre que la structure frontale est en train de se déplacer sur toute sa hauteur et en (d), on remarque les régions inclinées d'ascendance à l'avant du creux et de subsidance à l'arrière. Ces mouvements verticaux sont à leur maximum vers 700 hPa.

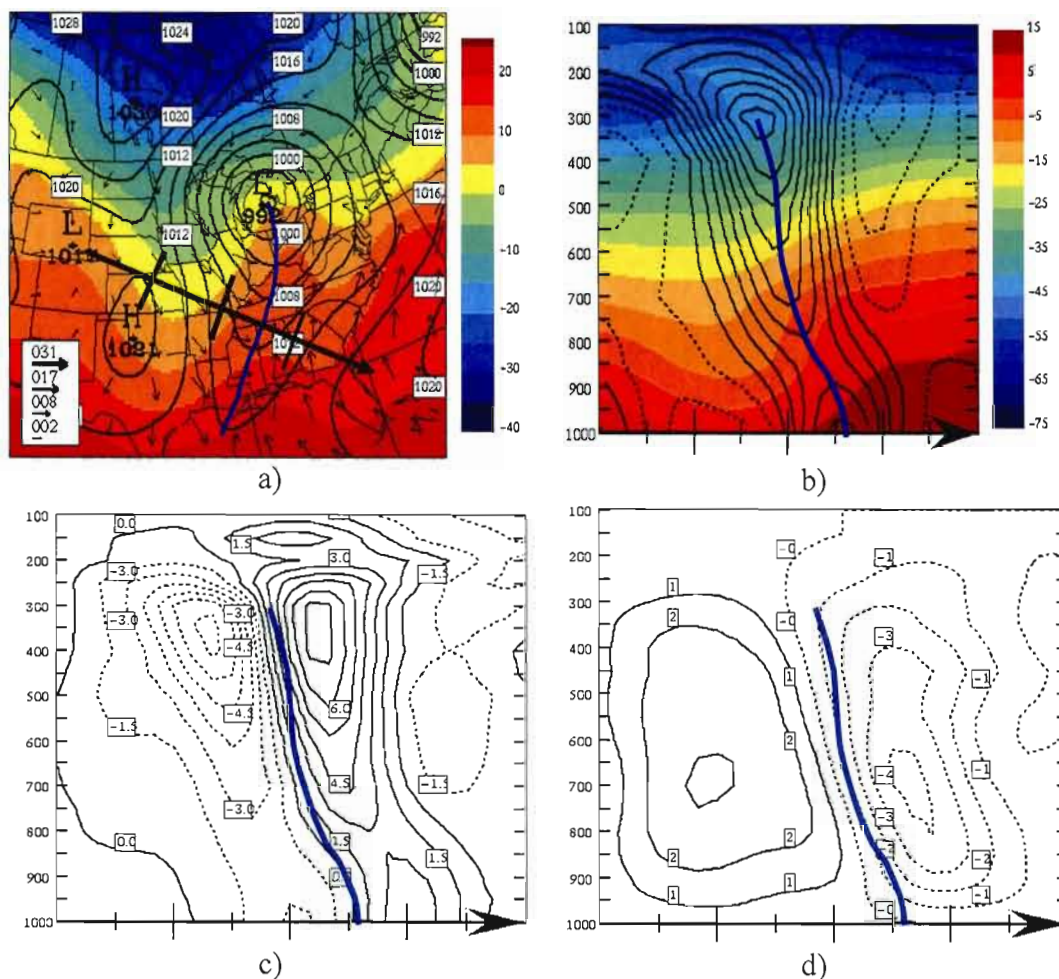


Figure 2.6. Coupe verticale du cas du 4 février 2003. En (a), situation synoptique à 1000 hPa, même figure que fig. 2.1(a). En (b), en couleur : température ($^{\circ}C$) et lignes noires : tourbillon géostrophique (intervalle $4 \times 10^{-5} s^{-1}$). En (c), tendances de tourbillon géostrophique totales diagnostiquées (intervalle $0,5 \times 10^{-5} s^{-2}$). En (d), mouvement vertical total diagnostiqué (intervalle $1 \times 10^{-1} Pa/s$). Trait bleu : creux associé au front froid.

a) *Laplacien de l'advection de température (LAT)* :

La figure 2.7 montre une coupe verticale de l'advection de température ainsi que la contribution de son laplacien aux tendances de tourbillon géostrophique (fig. 2.7(a)) et au mouvement vertical (fig. 2.7(b)). On remarque deux extremums d'advection de température en basse atmosphère, un très fort maximum d'advection froide (fort Laplacien positif) à l'arrière du creux vers 850 hPa et un faible maximum d'advection chaude (faible Laplacien négatif) à 900 hPa, à l'avant du creux. Ces deux extremums, en particulier le maximum d'advection froide, génèrent de fortes tendances de tourbillon (fig. 2.7(a)) en surface de part et d'autre du front (on se rappellera qu'en moyenne, le LAT contribue pour près de 80% des tendances négatives de tourbillon et près de 60% des tendances positives associées aux fronts nord-américains). Ces extremums génèrent également une zone importante de subsidence (maximale vers 700 hPa, à l'arrière du creux) et d'ascendance (maximale vers 700 hPa, à l'avant du creux)(fig. 2.7(b)). Comme on l'avait remarqué sur la figure 2.6(b), cette forte advection d'air froid dans les bas niveaux provient directement de l'important gradient de température présent à l'arrière du creux frontal. Un patron semblable dans la distribution de la température et de son advection a été observé pour chacun des dix fronts nord-américains.

On peut également remarquer un autre doublet d'extremums d'advection de température, vers 250 hPa. Malgré le fait qu'à cette altitude, le gradient de température n'est pas très intense (fig. 2.6(b)), la présence du courant-jet amplifie l'advection de température. Par contre, ce doublet a une influence négligeable sur la dynamique frontale des bas niveaux (contribution moyenne du LAT au-dessus de 500 hPa de moins de 2% sur le déplacement du creux en surface).

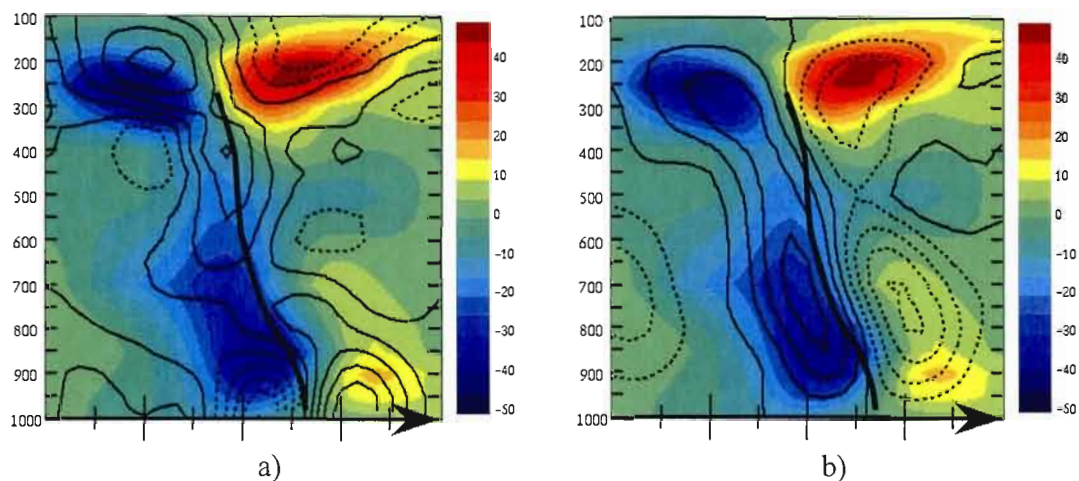


Figure 2.7. Coupe verticale de l'advection de température ($1 \times 10^{-5} \text{K/sec}$, en couleur) du cas du 4 février 2003. En (a), advection de température ainsi que la contribution de son Laplacien aux tendances de tourbillon géostrophique (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). En (b), advection de température ainsi que la contribution de son Laplacien au mouvement vertical (intervalle $0,5 \times 10^{-1} \text{Pa/s}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). Trait noir : creux.

b) *advection de tourbillon (AQ)* :

On constate sur la fig. 2.8 que ce forçage est très intense dans les hauts niveaux et décroît en s'approchant de la surface, patron identique pour sa contribution aux tendances de tourbillon (fig. 2.8(a)). Ceci correspond bien aux résultats énoncés précédemment qui montraient qu'en moyenne, de 80% à 100% du déplacement du creux à 500 hPa était engendré par l'advection de tourbillon. On constate également que la forte advection positive (négative) de tourbillon à l'avant (à l'arrière) du creux dans les hauts niveaux, qui se traduit par une forte convergence (divergence) sur le plan horizontal, génère un intense mouvement ascendant (descendant) dans les niveaux moyens.

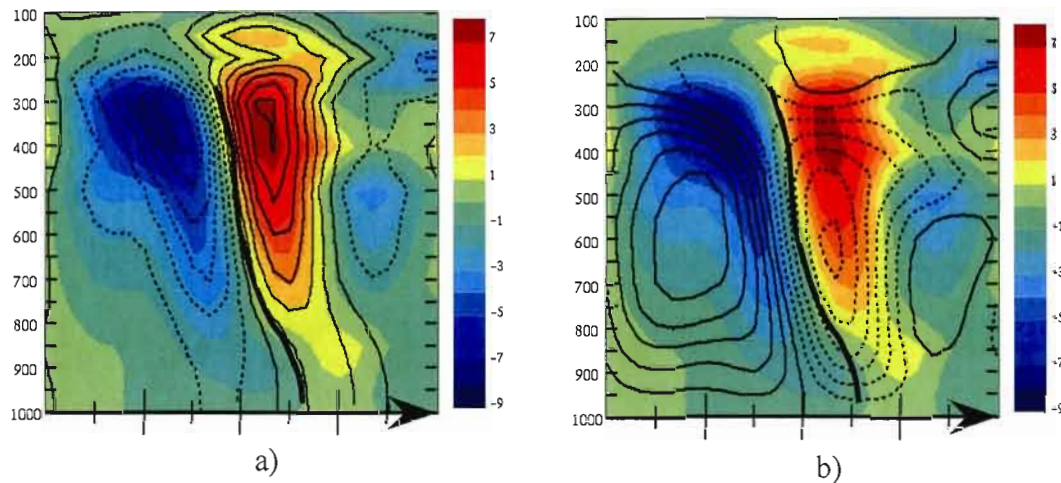


Figure 2.8. Coupe verticale de l'advection de tourbillon ($1 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$, en couleur) pour le cas du 4 février 2003. En (a), advection de tourbillon ainsi que sa contribution aux tendances de tourbillon géostrophique (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). En (b), advection de température ainsi que sa contribution au mouvement vertical (intervalle $0,5 \times 10^{-1} \text{Pa/s}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). Trait noir : creux.

c) *Laplacien du dégagement de chaleur latente (LDL)* :

La figure 2.9 nous montre que le dégagement de chaleur latente est maximal autour de 800 hPa et 500 hpa juste à l'avant du front en surface. ¹Ce maximum génère une zone d'ascendance maximale au même endroit et une zone de cyclonisation au-dessous de cette région.

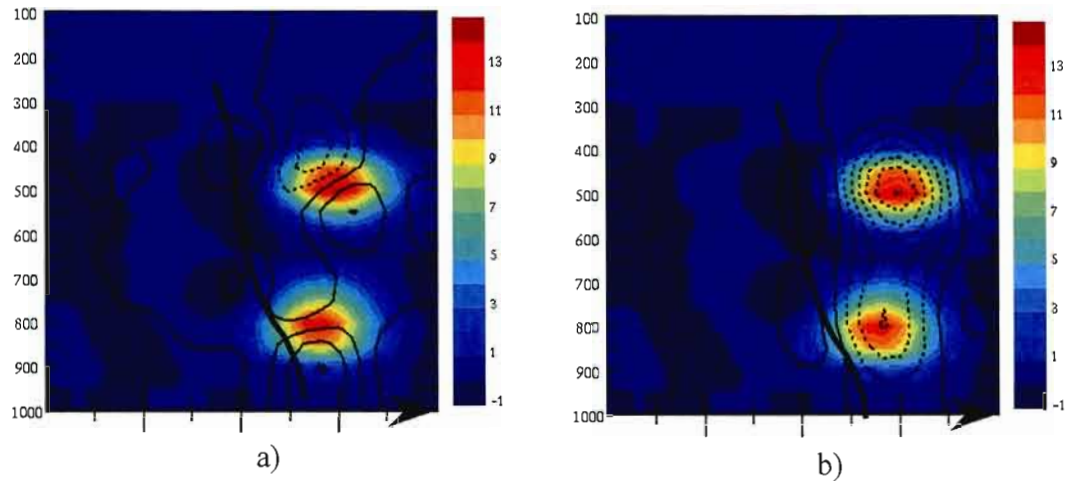


Figure 2.9. Coupe verticale du dégagement de chaleur latente ($1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, en couleur) du cas du 4 février 2003. En (a), dégagement de chaleur latente ainsi que sa contribution aux tendances de tourbillon géostrophique (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). En (b), advection de température ainsi que sa contribution au mouvement vertical (intervalle $0,5 \times 10^{-1} \text{Pa/s}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). Trait noir : creux.

¹ La distribution verticale du dégagement de chaleur latente est très discontinue, il est possible que ceci soit un artéfact généré par la paramétrisation de ce forçage dans le logiciel DYONYSOS

d) *Friction (FR)* :

On constate sur la fig. 2.10 que le maximum de la friction est situé dans le creux dans les premiers 100 hPa de l'atmosphère. Cet extremum génère une zone d'anticyclonisation dans la couche limite au centre du front (fig 2.10(a)) et une zone de mouvement ascendant au-dessus du creux frontal en surface (fig. 2.10(b)). Rappelons- nous que la friction contribuait en moyenne pour un peu plus de 30% du mouvement ascendant à 900 hPa.

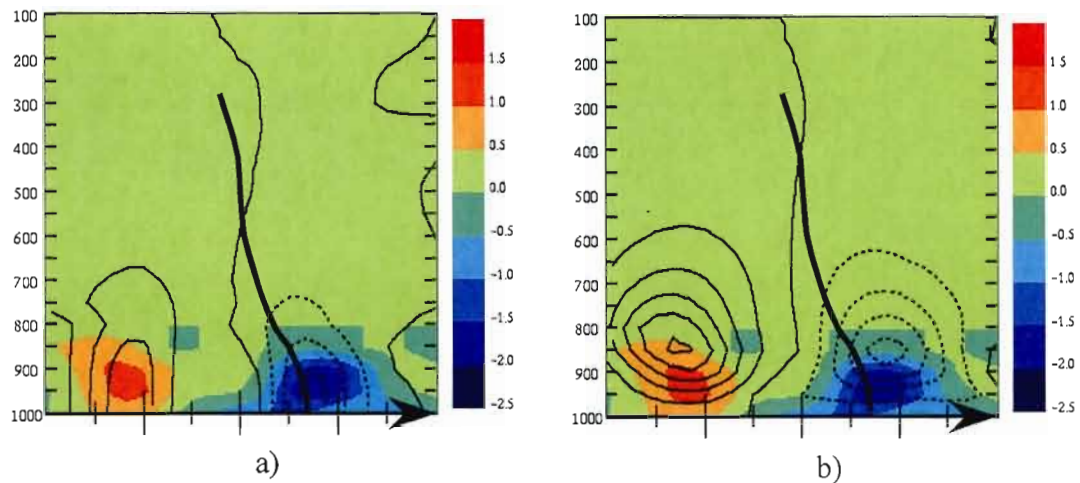


Figure 2.10. Coupe verticale du forçage de la friction : $\mathbf{k} \cdot \nabla \times \mathbf{Fr}$ ($1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, en couleur) du cas du 4 février 2003. En (a), forçage de la friction ainsi que sa contribution aux tendances de tourbillon géostrophique (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). En (b), forçage de la friction ainsi que sa contribution au mouvement vertical (intervalle $0,5 \times 10^{-1} \text{Pa/s}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). Trait noir : creux.

2.3 conclusion

En résumé, on a pu constater que le Laplacien d'advection de la température (LAT) contenu dans les bas niveaux était le forçage dominant responsable de la dynamique de déplacement des fronts nord-américains en surface. La structure de ce forçage est directement liée à l'intense gradient de température présent dans les bas niveaux à l'arrière de ces fronts. On a pu également constater que l'advection de tourbillon induit par le creux en altitude contribuait de façon significative au mouvement vertical des moyens niveaux et générait presque la totalité du déplacement de la structure frontale dans les niveaux moyens et élevés. La friction et le Laplacien du dégagement de chaleur latente ont, quant à eux, des rôles négligeables sur la dynamique frontale. La faible variabilité de la contribution des différents forçages au mouvement vertical et aux tendances de tourbillon semble vouloir indiquer que notre échantillon de dix fronts était suffisant pour soutenir qu'il existe une dynamique propre aux fronts nord-américains.

CHAPITRE III

FRONTS FROIDS OUEST-EUROPÉENS

Dans ce chapitre, une analyse semblable à celle du chapitre précédent sera appliquée à dix fronts froids européens. De plus, nous comparerons les résultats obtenus de nos deux analyses.

3.1 Situation synoptique du cas du 9 février 2003, 00z

L'étude de ce système se fait à la vingt-quatrième heure (en réalité, à la vingt-cinquième heure et demie, voir haut de la page 13) de la prévision numérique faite par le GEM initialisée le 9 février à 0z. Au niveau de la mer (fig. 3.1(a)), on retrouve un creux orienté nord-sud sur la Grande-Bretagne, s'étirant au sud au large de la côte ouest française. Contrairement au cas nord-américain (fig. 2.1(a)), il n'y a pas d'advection d'air froid à l'arrière du front mais bien une zone de faible advection chaude dans l'axe du front ce qui semble un peu inusité pour un synopticien habitué à des fronts d'origine continentale polaire. À 850 hPa (fig.3.1(b)) par contre, on retrouve une zone d'advection d'air froid à l'arrière du creux. À 500 hPa (fig. 3.1(c)), le creux est beaucoup plus rapproché du front en surface que pour notre cas nord-américain (fig. 2.1(c)), une différence qui a été remarquée pour chaque front européen. On remarque également sur cette figure un angle entre l'axe du creux en surface et celui à 500 hPa, ce qui n'est pas caractéristique de l'ensemble des fronts européens. À 300 hPa, la présence d'un courant-jet à l'arrière du front en surface témoigne bien d'une certaine baroclinicité, c'est donc dire qu'il y a de l'air plus froid à l'arrière du front en surface, situé plus en altitude que pour les cas nord- américains.

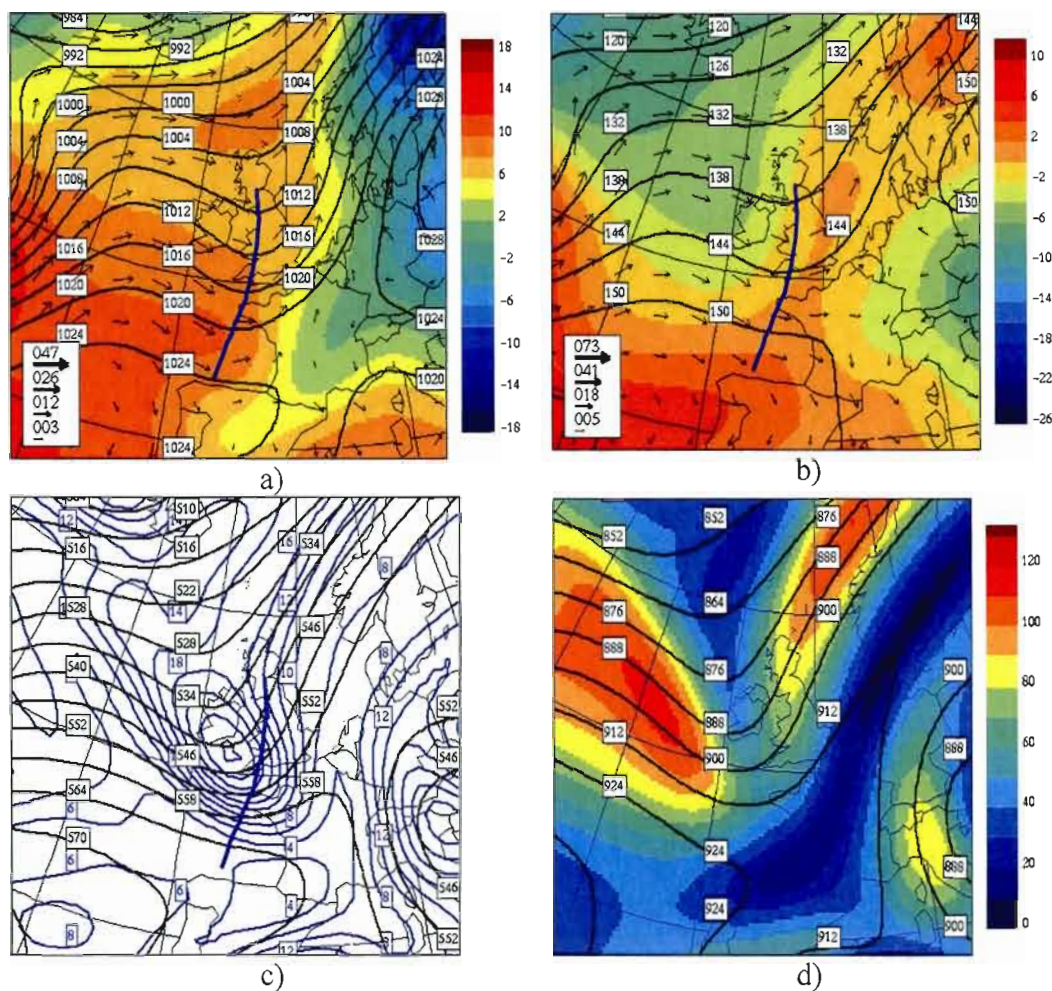


Figure 3.1. Situation synoptique du cas du 9 février 2003 (00z) simulée par le modèle global Canadien. Le trait bleu représente le front froid en surface. En a) pression au niveau de la mer (intervalle 4 hPa, lignes pleines), température à 1000 hPa (couleurs, °C) et vent à 1000 hPa (flèches, nœuds). En b) à 850 hPa : hauteur (intervalle 6 dam, lignes pleines), température (couleurs, °C) et vent (flèches, nœuds). En c) à 500 hPa : hauteur (intervalle 12 dam, lignes noires pleines) et tourbillon absolu (intervalle $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, lignes bleues pointillées). En d) : à 300 hPa : hauteur (intervalle 12 dam, lignes pleines) et isotache (couleurs, nœuds).

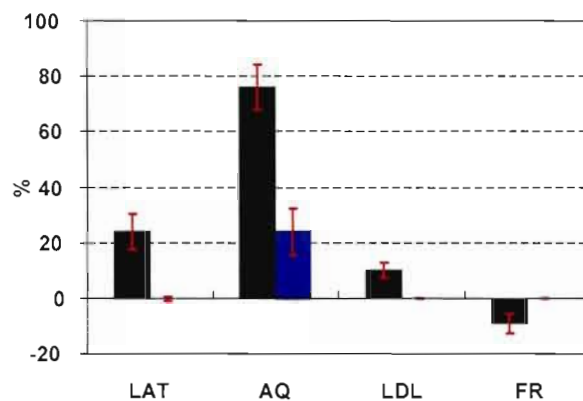
3.2 Résultats diagnostiques

3.2.1 Déplacement du front en surface

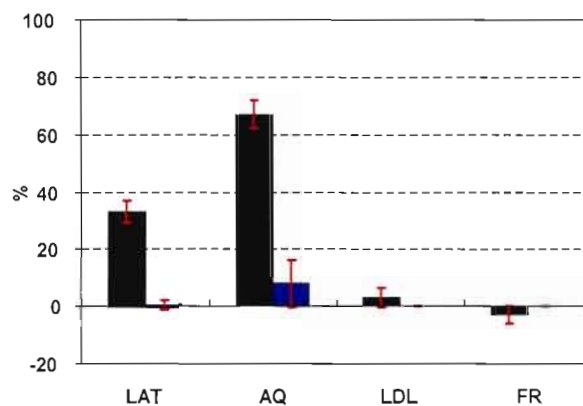
La figure 3.2 montre les contributions relatives moyennes de chaque forçage aux tendances de tourbillon géostrophique à 1000 hPa associées aux dix fronts européens analysés. On constate que, contrairement à ce que l'on a remarqué pour les fronts nord-américains (fig 2.2), le LAT n'est pas le forçage dominant, contribuant pour moins de 25% des tendances positives à l'avant des fronts (fig. 3.1(a)) et moins de 35% des tendances négatives à l'arrière des fronts (fig. 3.1(b)). L'advection de tourbillon génère un peu plus de 75% des tendances positives de tourbillon et près de 70% des tendances négatives. Par contre, le dégagement de chaleur latente et la friction ont une contribution peu importante, comme pour les fronts nord-américains, contribuant pour moins de 10% des tendances de tourbillon.

Une autre différence, quoique moins importante, entre les deux échantillons de fronts, est la contribution la plus grande, soit près de 25%, de l'advection de tourbillon contenue dans les hauts niveaux des fronts européens aux tendances positives de tourbillon, alors qu'elle est négligeable pour les fronts nord-américains. Les contributions des autres forçages contenus au-dessus de 500 hPa sont nulles.

Il est intéressant aussi de noter que la variabilité de l'apport relatif de l'advection de tourbillon est plutôt faible soit un écart-type d'un peu moins de 15% , ce qui est près de 5 fois inférieur à la valeur de la contribution. Par contre, la variabilité de l'influence relative de l'advection de tourbillon contenue au-dessus de 500 hPa est importante, soit de près de 15%, ce qui est presque de l'ordre de grandeur de la contribution.



a)



b)

Figure 3.2. Contributions relatives moyennes des différents forçages aux tendances de tourbillon géostrophique à 1000 hPa pour les dix cas européens étudiés. Les contributions aux tendances positives sont en a) et négatives en b). Les barres noires représentent la contribution de toute l'atmosphère alors que les barres bleues, la contribution des hauts niveaux (entre 500 et 100 hPa). Les écarts en rouge représentent les écarts-types de chaque contribution.

La figure 3.3 montre les contributions de chaque forçage aux tendances de tourbillon à 1000 hPa associées à notre cas exemple. On constate facilement l'importance de l'advection de tourbillon sur les tendances positives et négatives de tourbillon, la corrélation avec les tendances totales diagnostiquées est évidente. On note également que la contribution de l'advection de tourbillon contenue dans les hauts niveaux (fig. 3.3(d)) aux tendances positives de tourbillon est située au-dessus mais également à l'avant du creux en surface ce qui n'était pas le cas avec notre exemple nord-américain (fig. 2.3(d)). Ceci explique la contribution plus importante des hauts niveaux des cas européens au déplacement du front. On se rappellera que l'advection de tourbillon contenue dans les hauts niveaux des cas nord-américains contribuait à l'intensification du creux en surface mais avait un rôle négligeable sur le déplacement de ce dernier. En fait, rien de surprenant jusqu'ici, étant donné la distance plus petite entre le creux à 500 hPa et le creux en surface, il est logique que la zone de cyclonisation associée à ce creux soit située plus en amont pour les cas européens. Une autre différence significative avec les fronts américains est que le doublet cyclonisation-anticyclonisation engendré par le LAT des cas européens (fig 3.3(b)) est situé un peu plus en amont que celui des cas nord-américains en plus d'être moins intense. Par contre, on ne retrouve pas de différence notable entre fronts européens et nord-américains pour ce qui est des zones de cyclonisation et d'anticyclonisation associées au dégagement de chaleur latente et à la friction.

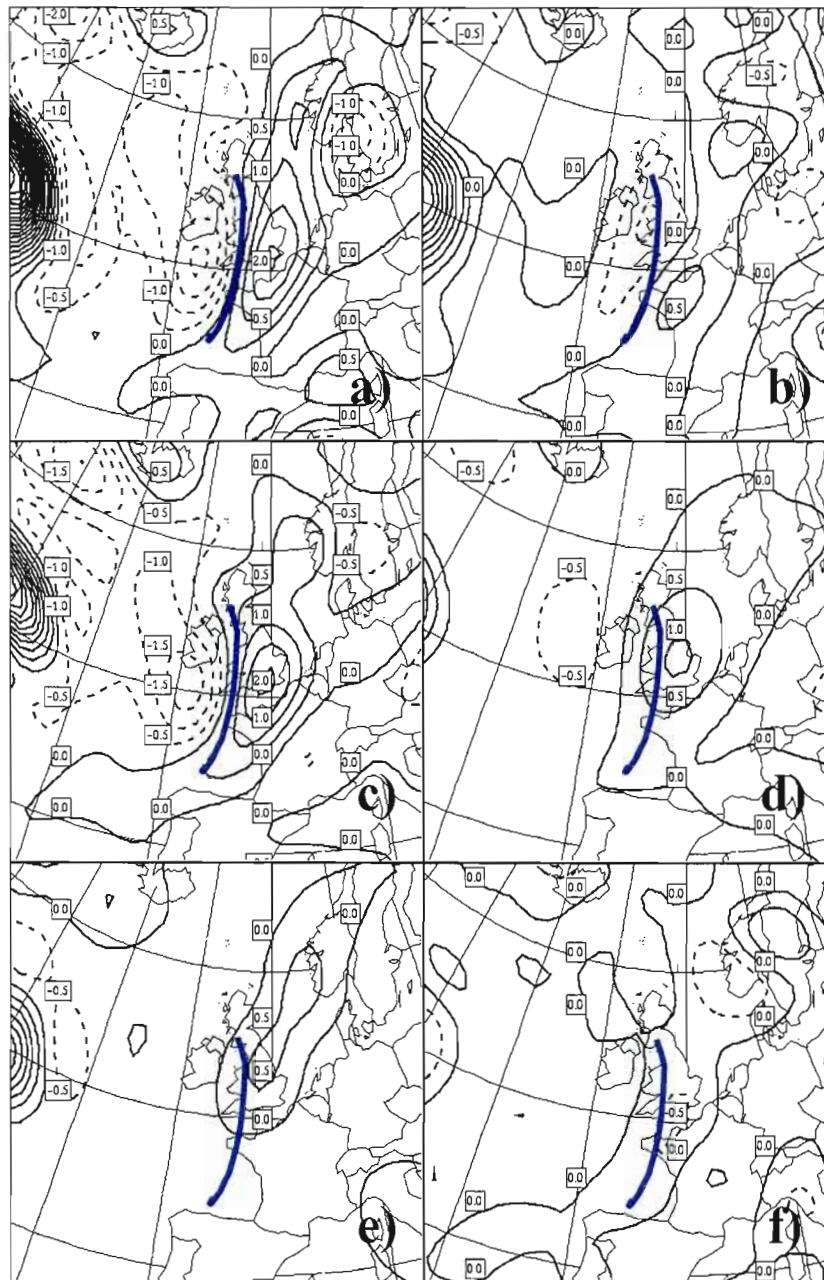


Figure 3.3. Contributions aux tendances de tourbillon géostrophique (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$) à 1000 hPa pour le cas du 9 février 2003 (00z) par le Laplacien de l'advection de température (LAT) en (b), par l'advection de tourbillon (AQ) en (c), par l'advection de tourbillon contenue dans les hauts niveaux en (d), par le Laplacien du dégagement de chaleur latente (LDL) en (e) et par la friction (FR) en (f). En (a), tendances de tourbillon géostrophique totales diagnostiquées. Le trait bleu représente le front en surface.

3.2.2 Déplacement du creux à 500 hPa

La figure 3.4 (c) et (d) montre les contributions relatives moyennes de chaque forçage aux tendances de tourbillon à 500 hPa associées aux dix fronts européens analysés. L'apport de l'advection de tourbillon sur le déplacement du creux ne fait aucun doute, contribuant en moyenne pour près de 95% de la cyclonisation à l'avant du creux et près de la totalité de l'anticyclonisation à l'arrière du creux. Comme pour les fronts nord-américains, l'advection de température joue un rôle peu important sur le déplacement du creux en altitude. À noter aussi la très faible variabilité de la contribution de l'advection de tourbillon.

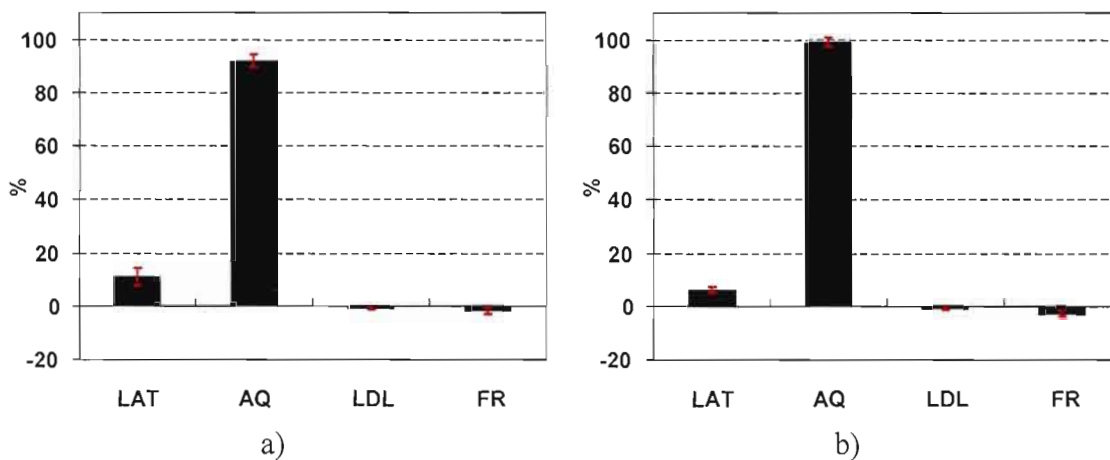
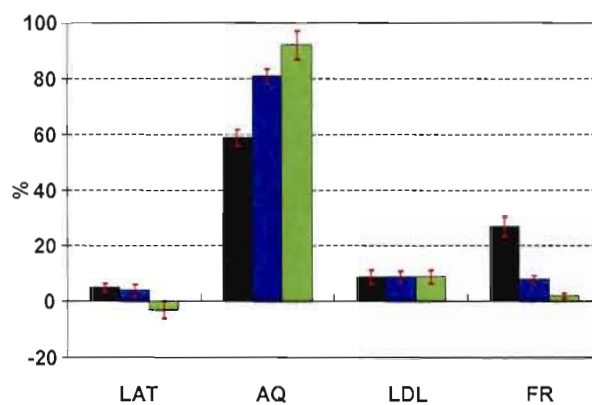


Figure 3.4. Contributions relatives moyennes des différents forçages aux tendances de tourbillon géostrophique à 500 hPa pour les dix cas européens étudiés. Les contributions aux tendances positives sont en a) et négatives en b). Les écarts en rouge représentent les écarts-types de chaque contribution.

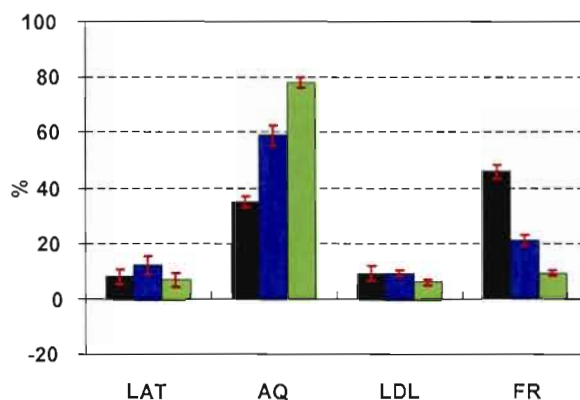
3.2.3 Mouvement vertical

La figure 3.5(a) et (b) montre les contributions relatives moyennes de chaque forçage au mouvement ascendant et subsidant associé aux dix fronts européens analysés. À l'image de sa contribution au déplacement du creux à 500 hPa et du front en surface, l'advection de tourbillon est le forçage dominant générant de 60% à 90% du mouvement vertical à 500 hPa et 700 hPa. La friction, quant à elle, génère de 25% à 45% du mouvement vertical dans la couche limite (900 hPa) mais son influence diminue rapidement dans l'atmosphère libre. Le LAT et LDL ont un apport peu important.

Ces résultats correspondent à ceux obtenus pour les fronts nord-américains avec une plus grande dominance de l'advection de tourbillon et un rôle moins important du LAT.



a)



b)

Figure 3.5. Contributions relatives moyennes des différents forçages au mouvement vertical à 900 hPa (barres noires), à 700 hPa (barres bleues) et 500 hPa (barres vertes) pour les dix cas européens étudiés. Les contributions au mouvement ascendant sont en a) et au mouvement subsidant en b). Les écarts en rouge représentent les écarts-types de chaque contribution.

3.2.4 Structure tridimensionnelle des forçages.

Comme à la section 2.2.4, nous étudierons la structure verticale de chacun des forçages, mais cette fois-ci, de notre cas exemple européen.

La figure 3.1 est une coupe verticale de la structure thermique ainsi que de la structure du mouvement vertical total et des tendances totales de tourbillon de notre cas exemple. On remarque en (b), le contraste thermique beaucoup moins important dans les bas niveaux que celui de notre cas américain (fig. 2.1(b)). En effet, les gradients de température à 1000 hPa de notre échantillon nord-américain varient de dix à vingt degrés Celsius par cinq cents kilomètres alors que, pour les fronts européens, ces gradients varient de un à cinq degrés Celsius pour une même distance, ce qui est en moyenne, cinq fois plus élevé. On peut remarquer également en comparant ces deux figures, malgré que ce ne soit pas très évident, l'inclinaison du creux moins prononcée vers l'arrière. Là aussi, nous avons observé un décalage moyen d'environ cinq cents kilomètres entre le creux à 500 hPa et le front en surface pour les cas nord-américains, alors que ce décalage est de l'ordre de 300 kilomètres pour les fronts européens. La structure du mouvement vertical (fig. 3.1(d)) est également moins inclinée qu'elle ne l'était pour notre cas nord-américain (fig. 2.1(d)).

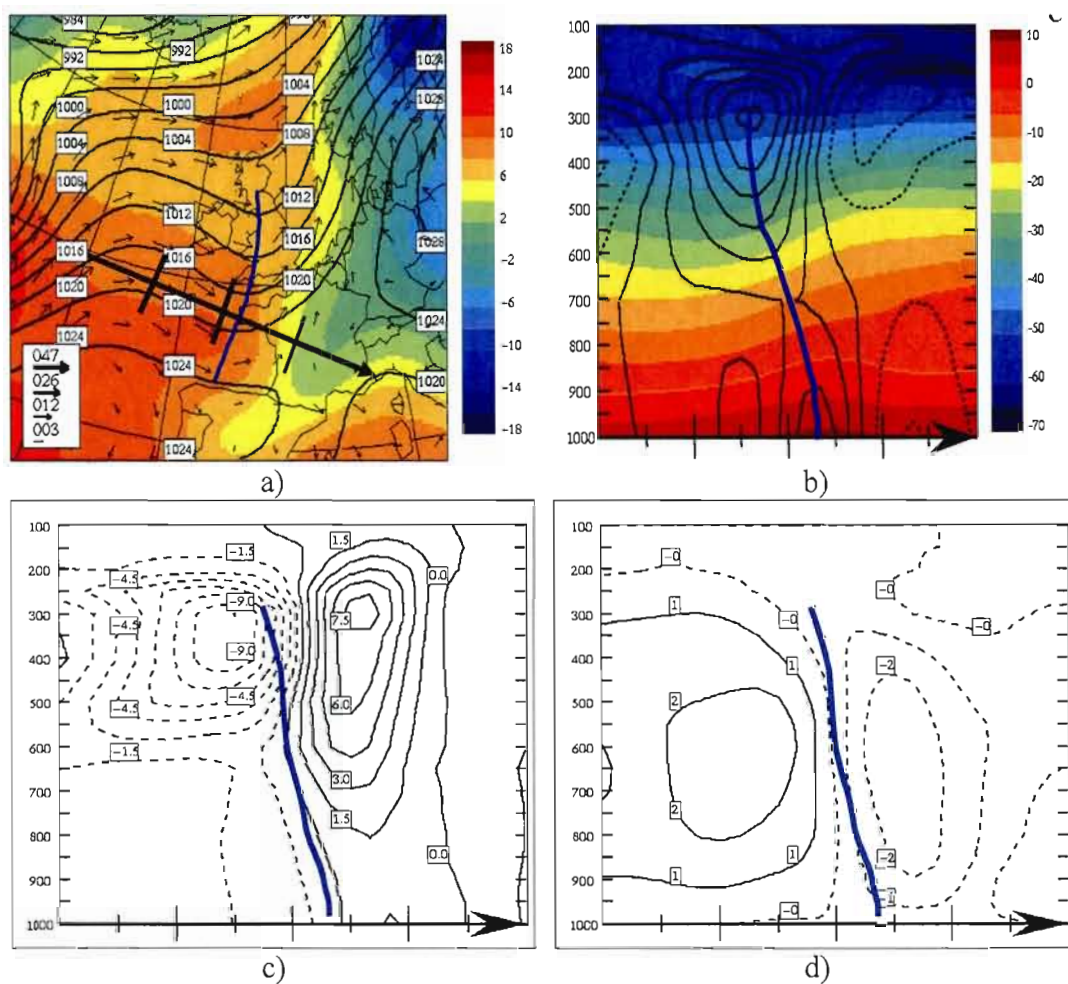


Figure 3.6. Coupe verticale du cas du 9 février 2003. En (a), situation synoptique à 1000 hPa, même figure que fig. 3.1(a)). En (b), en couleur : température (°C) et lignes noires : tourbillon géostrophique (intervalle $4 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$). En (c), tendances de tourbillon géostrophique totales diagnostiquées (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$). En (d), mouvement vertical total diagnostiqué (intervalle $1 \times 10^{-1} \text{pa/s}$). Trait bleu : creux.

a) *Laplacien de l'advection de température (LAT) :*

La figure 3.7 montre une coupe verticale de l'advection de température ainsi que la contribution de son laplacien aux tendances de tourbillon géostrophique (fig. 3.7(a)) et au mouvement vertical (fig. 3.7(b)). On remarque que le maximum d'advection d'air froid (Laplacien positif) à l'arrière du creux est beaucoup moins intense et situé plus haut dans l'atmosphère (vers 700 hPa) que notre cas nord-américain (fig. 2.7), ce à quoi nous nous attendions. Nous avons pu noter que le maximum d'advection froide pour les fronts nord-américains, était toujours situé entre 850 hPa et 900 hPa alors que pour les fronts européens, ce maximum se situait plutôt entre 850 hPa et 500 hPa. À l'avant du creux, l'advection d'air chaud (Laplacien négatif) est plutôt faible sans avoir un maximum bien défini. Ces deux faibles extremums génèrent des tendances de tourbillon (fig. 3.7(a)) en surface de part et d'autre du front (on se rappellera qu'en moyenne, le LAT contribue pour moins de 35% des tendances négatives de tourbillon et d'un peu moins de 25% des tendances positives associées aux fronts européens). Ces extremums génèrent également une faible zone de subsidence (maximale vers 700 hPa, à l'arrière du creux) et d'ascendance (maximale vers 700 hPa, à l'avant du creux)(fig. 3.7(b)).

On remarque le même doublet d'extremums d'advection de température associé au courant-jet qu'avait notre cas nord-américain. Il n'a pas davantage d'influence ici sur la dynamique frontale des bas niveaux (contribution moyenne du LAT au-dessus de 500 hPa de moins de 1% sur le déplacement du creux en surface).

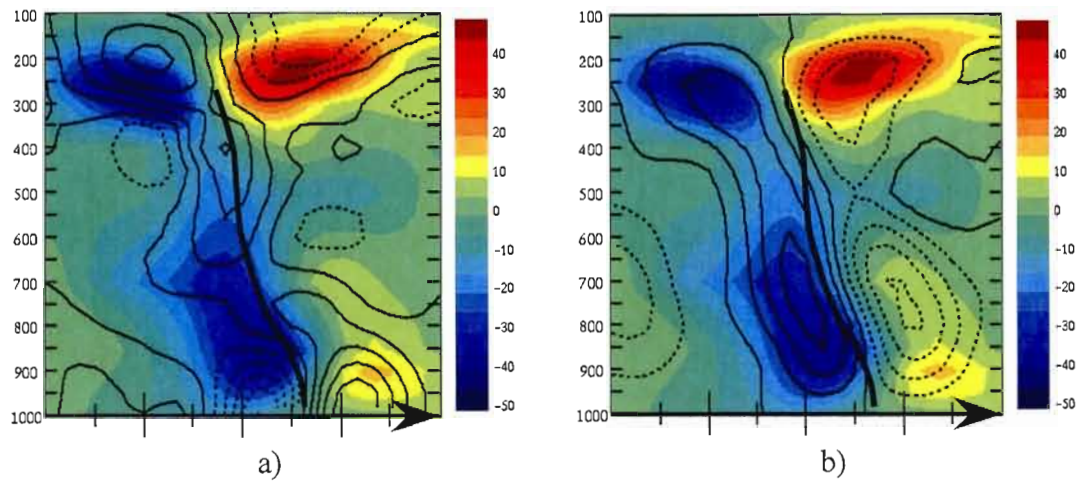


Figure 3.7. Coupe verticale de l'advection de température ($1 \times 10^{-5} \text{K/sec}$, en couleur) du cas du 9 février 2003. En (a), advection de température ainsi que la contribution de son Laplacien aux tendances de tourbillon géostrophique (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). En (b), advection de température ainsi que la contribution de son Laplacien au mouvement vertical (intervalle $0,5 \times 10^{-1} \text{Pa/s}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). Trait noir : creux.

b) *Advection de tourbillon (AQ) :*

On constate sur la fig. 3.8 que la structure de ce forçage ainsi que sa contribution au mouvement vertical et aux tendances de tourbillon est semblable à celle de notre cas nord-américain excepté l'inclinaison moins prononcée, ce qui est logique étant donné que le creux est également moins incliné.

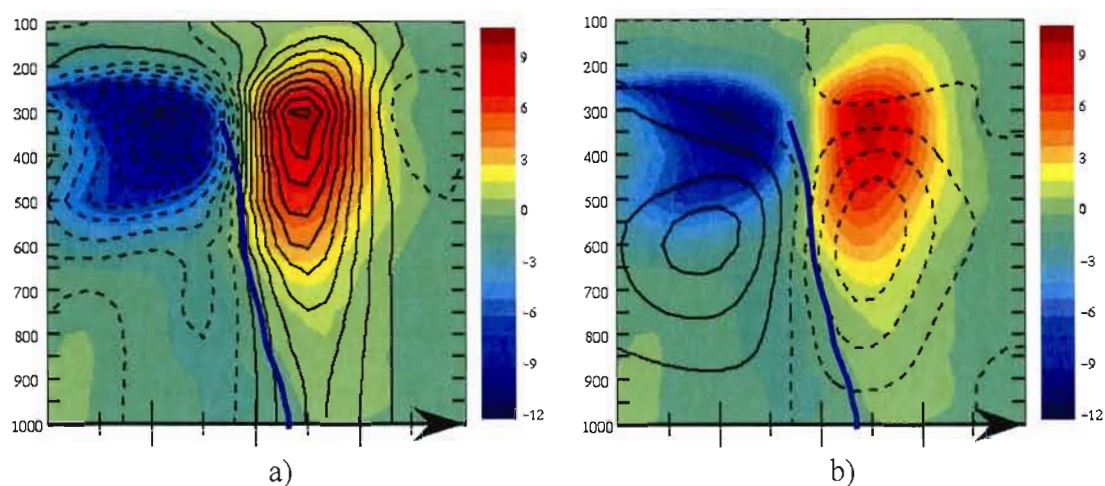


Figure 3.8. Coupe verticale de l'advection de tourbillon ($1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, en couleur) du cas du 9 février 2003. En (a), advection de tourbillon ainsi que sa contribution aux tendances de tourbillon géostrophique (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). En (b), advection de température ainsi que sa contribution au mouvement vertical (intervalle $0,5 \times 10^{-1} \text{Pa/s}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). Trait bleu : creux.

c) *Laplacien du dégagement de chaleur latente (LDL) et Friction (FR) :*

Les structures de ces deux forçages ainsi que leur contribution au mouvement vertical et aux tendances de tourbillon montrées sur les figures 3.9 et 3.10 sont sensiblement les mêmes que celles du front nord-américain exemple (voir section 2.2.4 c) et d)).

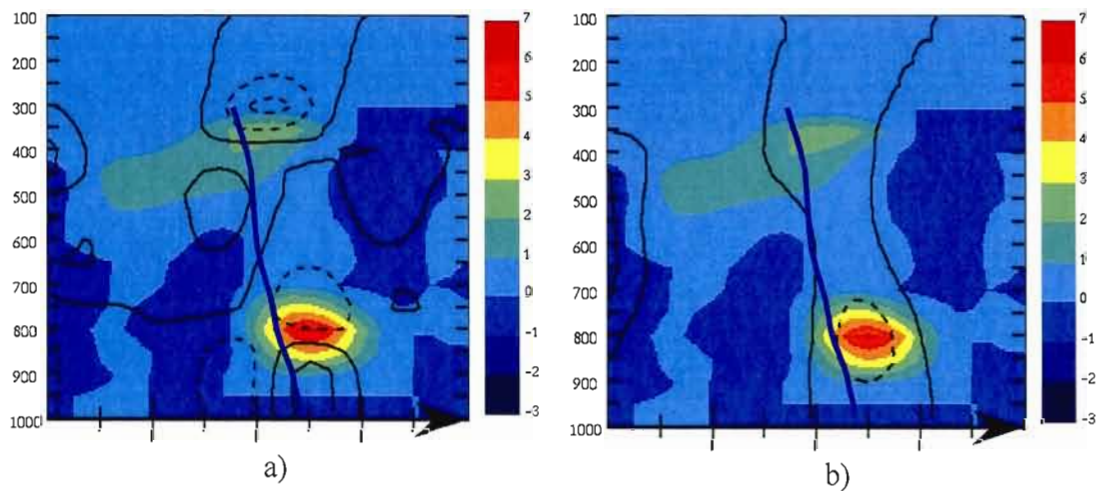


Figure 3.9. Coupe verticale du dégagement de chaleur latente ($1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, en couleur) du cas du 9 février 2003. En (a), dégagement de chaleur latente ainsi que sa contribution aux tendances de tourbillon géostrophique (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). En (b), advection de température ainsi que sa contribution au mouvement vertical (intervalle $0,5 \times 10^{-1} \text{Pa/s}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). Trait bleu : creux.

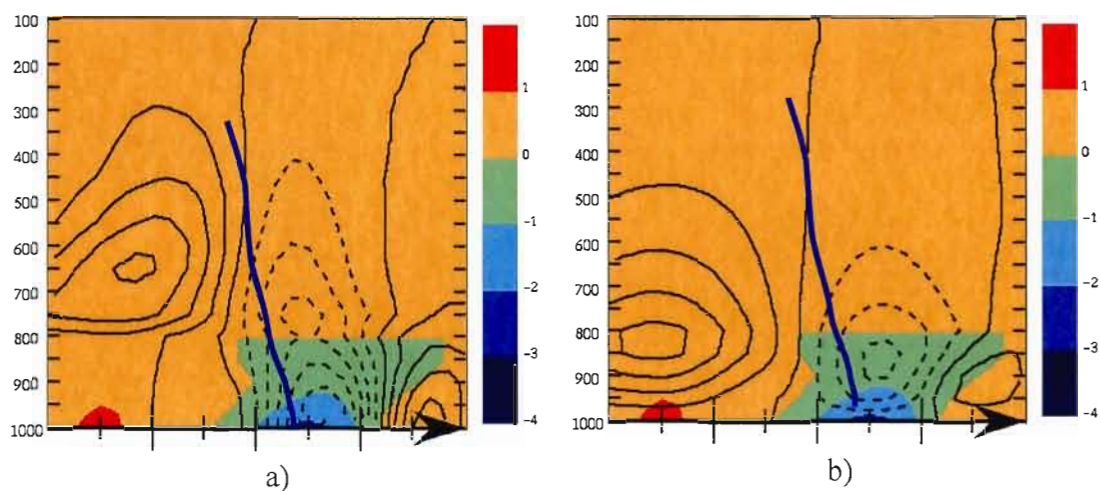


Figure 3.10. Coupe verticale de la friction ($1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, en couleur) du cas du 9 février 2003. En (a), friction ainsi que sa contribution aux tendances de tourbillon géostrophique (intervalle $0,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-2}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). En (b), advection de température ainsi que sa contribution au mouvement vertical (intervalle $0,5 \times 10^{-1} \text{Pa/s}$, lignes pleines : valeurs positives et lignes tiretées : valeurs négatives). Trait bleu : creux.

3.3 conclusion

Nous avons pu constater dans ce chapitre que la dynamique responsable du déplacement des fronts européens en surface est différente de celle des fronts nord-américains. Le Laplacien d'advection de la température (LAT) contenu dans les bas niveaux a beaucoup moins d'importance sur le déplacement des fronts européens contribuant pour près de 30% comparativement à 70% pour les fronts nord-américains. Ceci est dû à l'importante différence entre les gradients de température (présents dans les bas niveaux) de chacun des deux échantillons. La principale hypothèse pour expliquer les faibles intrusions d'air froid en surface dans l'ouest de l'Europe est sans doute le fort dégagement de chaleur sensible provoqué par l'Océan Atlantique. C'est l'advection de tourbillon qui est responsable de presque toute la dynamique frontale ouest-européenne, contribuant pour environ 75% du déplacement du front en surface, presque la totalité du déplacement du creux en altitude (500 hPa), près de 90% du mouvement ascendant à l'avant du creux dans les moyens niveaux et environ 70% du mouvement subsidant à l'arrière du creux, également dans les moyens niveaux. La variabilité relativement faible de nos résultats diagnostiques suggère qu'il existe également une dynamique propre aux fronts maritimes de l'ouest de l'Europe.

CONCLUSION

L'objectif principal de cette étude était de déterminer les causes physiques, à l'échelle synoptique, du déplacement des fronts froids continentaux matures et des mouvements verticaux qui leur sont associés, ce qui n'avait pas été fait auparavant. Pour ce faire, à l'aide de DIONYSOS, nous avons calculé les contributions moyennes de quatre forçages aux tendances de tourbillon géostrophique à 1000 hPa, à 500 hPa pour le déplacement des fronts en surface et de leur creux associé en altitude et ce, pour un échantillon de dix fronts nord-américains. Nous avons effectué le même exercice à trois niveaux de l'atmosphère pour le mouvement vertical oméga. Les résultats ont révélé qu'il y a très peu de variations dans la dynamique de ces dix fronts, laissant supposer qu'il existe une «dynamique propre» aux fronts froids nord-américains. La seconde partie de ce travail consistait à appliquer le même traitement à dix fronts froids maritimes de l'ouest de l'Europe et ensuite à comparer les résultats pour les deux échantillons. Les gradients de température en surface du second groupe sont beaucoup plus faibles, ce qui nous laissait supposer une dynamique différente de celle de leurs homologues nord-américains, ce qui s'est avéré exact. En effet, nos résultats tendent à démontrer qu'il existe des différences fondamentales entre les dynamiques des deux populations frontales.

Le Laplacien de l'advection de température contenu dans les bas niveaux, soit sous 500 hPa, est le forçage dominant quant au déplacement en surface des fronts nord-américains, contribuant en moyenne pour 60% des tendances positives de tourbillon géostrophique et près de 80% des tendances négatives. Pour les cas européens, 75% des tendances positives de tourbillon géostrophique et 65% des tendances négatives sont produites par l'advection de tourbillon. Le très fort gradient de température présent dans la couche limite associé aux cas nord-américains comparativement aux cas européens explique cette importante différence sur la dynamique de déplacement.

Nous supposons que le dégagement de chaleur sensible, beaucoup plus important sur l'eau que sur le continent, explique les très faibles gradients de température associés aux fronts maritimes. Par contre, la friction et le Laplacien du dégagement de chaleur latente sont négligeables dans les deux cas.

Pour ce qui est du déplacement du creux à 500 hPa, l'advection de tourbillon est le seul forçage d'importance pour les fronts européens et nord-américains, contribuant pour presque la totalité des tendances de tourbillon à l'arrière comme à l'avant du creux. Dans les hauts niveaux, les contrastes de température sont faibles, donc, même si les vents sont importants, l'advection de température a peu d'influence sur la dynamique du creux à 500 hPa.

Ce travail nous a également montré que le mouvement ascendant présent au-dessus et à l'avant du front en surface dans les moyens niveaux (qui soutient la couverture nuageuse de l'étage moyen) était principalement généré par l'advection de tourbillon, soit de 80% (700 hPa) à 90% (500 hPa) pour les fronts européens et de 50% (700 hPa) à 55% (500 hPa) pour les fronts nord-américains. L'advection de tourbillon est également le forçage qui contribue le plus au mouvement subsidant de la moyenne atmosphère à l'arrière des fronts européens avec 60% (700 hPa) et 80% (500 hPa) respectivement. Les rôles sont un peu plus partagés entre le LAT et l'advection de tourbillon produisant la subsidance de moyens niveaux à l'arrière des fronts nord-américains. Nous avons également pu quantifier l'apport de la friction au mouvement ascendant au-dessus du creux dans la couche limite à environ 30% (900 hPa) pour les fronts européens et nord-américains.

Les faibles écarts-types observés dans cette étude nous permettent d'affirmer que nos résultats sont statistiquement significatifs malgré des échantillons de seulement dix cas.

Nous avons ajouté des éléments supplémentaires à la connaissance des fronts froids, surtout sur la dynamique de leur déplacement, ce qui avait été très peu étudié auparavant. Ces éléments tendent à nous démontrer qu'il existe des différences importantes entre deux populations de fronts qui sont considérés jusqu'à présent comme étant le même phénomène météorologique. Nous en profitons pour lancer l'idée d'une nouvelle appellation des fronts froids maritimes ouest-européens et peut-être aussi des fronts froids maritimes de l'ouest de l'Amérique du nord (qui partagent probablement les mêmes caractéristiques). Nous proposons «fronts maritimes» ou simplement, «creux barocline», un front froid n'est-il pas un creux barocline délimitant en principe deux masses d'air (chaud et froid) en surface ?

RÉFÉRENCES

- Bluestein, H., 1984. «Fronts and jet streaks : theoretical perspective», notes de cours du «Course on mesoscale meteorology and forecasting», American Meteorological Society, Boulder, Colorado.
- Caron, J-F., P. Zwack et C. Pagé, 2006. «DIONYSOS : A diagnostic tool for numerically simulated weather systems».
- Charney, J., 1955. «The use of the primitive equations of motion in numerical prediction». *Tellus*, **7**, p. 22-26.
- Côté, J., S. Gravel, A. Méthot, A. Patoine, M. Roch et A. Staniforth, 1998a. «The operational CMC-MRB global environmental multiscale (GEM) model: Part I - Design considerations and formulation». *Mon. Wea. Rev.*, **126**, p. 1373-1395.
- Côté, J., J.-G. Desmarais, S. Gravel, A. Méthot, A. Patoine, M. Roch et A. Staniforth, 1998b. «The operational CMC-MRB global environmental multiscale (GEM) model: Part II - Results». *Mon. Wea. Rev.*, **126**, p. 1397-1418.
- Hewson, T., 2004. conversation personnelle
- Kutzbach, G., 1979. «The thermal theory of cyclones : a history of meteorological thought in the nineteenth century». American meteorological society, 255 pages.